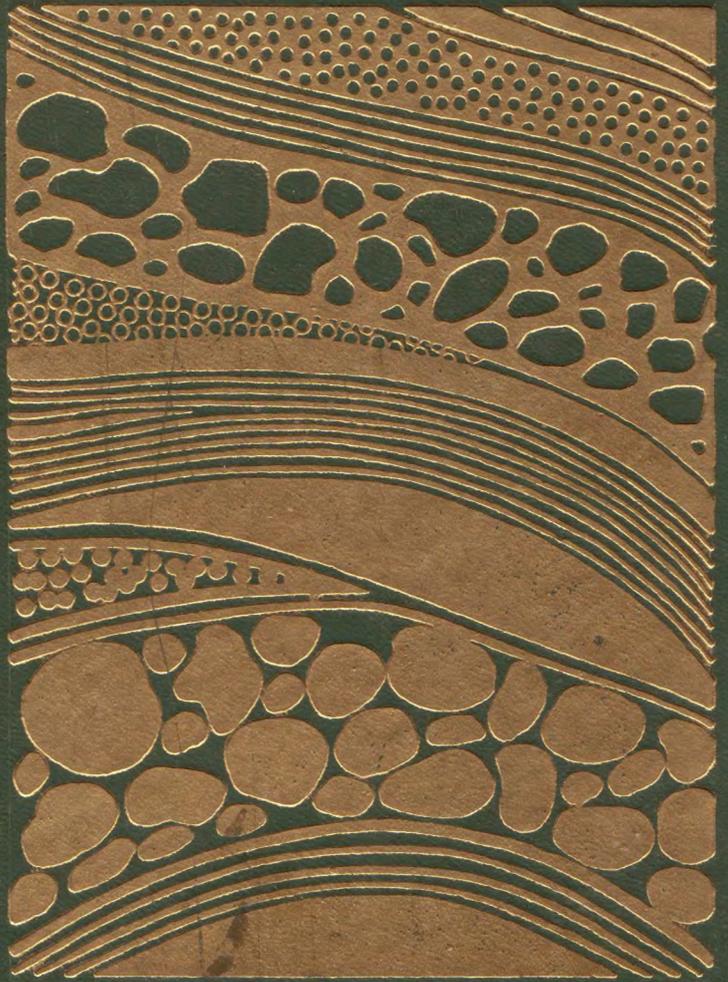




е-сору бу АРТ

ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА УССР

ТВЕРДЫЕ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ



АКАДЕМИЯ НАУК
УКРАИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
НАУК

ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА УССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

Е. Ф. ШНЮКОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В. К. ГАВРИШ, Н. А. ГАРКУША,
И. Ф. ГОЖИК, Д. Е. МАКАРЕНКО
(зам. главного редактора),

В. И. МЕЛЬНИК (зам. главного редактора),
Л. И. МИТИН, Д. Е. ПАНЧЕНКО
(секретарь),

О. Г. СИДЕНКО, Ю. В. ТЕСЛЕНКО,
И. И. ЧЕБАНЕНКО, А. В. ЧЕКУНОВ

НАУКОВА ДУМКА

ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ответственные редакторы тома
В. И. ЛЯЛЬКО, Д. Е. МАКАРЕНКО

К И Е В — 1983

Геология шельфа УССР. Твердые полезные ископаемые / Е. Ф. Шнюков, Ю. И. Иноземцев, В. И. Лялько и др. — Киев : Наук. думка, 1983. — 200 с.

В книге обобщены материалы по распространению на шельфе и в прибрежной зоне северного побережья Черного моря строительных песков, железных руд, железо-марганцевых конкреций, минеральных солей, субмаринных источников пресных вод, бальнеологических грязей, россыпных проявлений тяжелых минералов. Приведены рекомендации по соблюдению установившегося равновесия между морем и его берегами, а также по охране окружающей среды при разработке отдельных месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, гидрогеологов, горных инженеров и специалистов-медиков, занимающихся изучением и эксплуатацией месторождений минерального и бальнеологического сырья на шельфе Черного моря в пределах Украины.

Ил. 95. Табл. 56. Библиогр.: с. 189—197 (280 назв.).

Авторы:

Е. Ф. ШНЮКОВ, Ю. И. ИНОЗЕМЦЕВ,
В. И. ЛЯЛЬКО, В. Н. ДУБЛЯНСКИЙ,
О. Г. СИДЕНКО, Л. И. МИТИН,
О. Н. КИРИЧЕНКО, П. И. НАУМЕНКО,
О. Н. ПОДОПЛЕЛОВ, А. А. АБАШИН,
В. М. АЛЕНКИН, Д. Н. ВАЙСФЕЛЬД,
Ю. В. СОБОЛЕВСКИЙ, М. Д. РУДИ,
В. И. ОГОРОДНИКОВ, В. А. КУТНИЙ,
В. М. РОМАНЕНКО, В. Н. ПОДОРВАН,
Л. С. ЧЕРНЫШ, Я. К. ЛУЦИВ,
Д. П. ДЕМЕНКО

Рецензенты

В. К. Гавриш, С. В. Нечаев

Редакция литературы о Земле

Ш $\frac{1904050000-501}{M221(04)-83}$ 274-83

© Издательство «Наукова думка», 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди многих задач, стоящих перед геологической наукой Украины, особенно перспективно геологическое изучение Мирового океана, в частности Черного моря, его шельфа и минеральных ресурсов.

Исследования Мирового океана показали, что в настоящее время наиболее важным видом полезных ископаемых морского дна являются нефть и газ, на втором месте по масштабам добычи и по значению стоят стройматериалы, далее идут прибрежно-морские россыпи и другие виды сырья. В будущем, вероятно, возрастут роль и значимость океанских железо-марганцевых конкреций.

Сложившиеся представления о минерально-сырьевой базе черноморского шельфа показывают, что баланс различных видов минерального сырья примерно близок к общемировым соотношениям. Эти представления сформировались на базе более чем десятилетних работ многочисленного коллектива геологов Академии наук УССР, объединения Крымгеология, а также ряда вузов страны. Начало широким геологоразведочным работам было положено решениями XXIV съезда КПСС. Тогда впервые было сформулировано задание — широко развернуть поисково-разведочные работы на нефть и газ в шельфовых районах, а также изучать прибрежно-морские россыпные месторождения. Работы Института геологических наук АН УССР были начаты еще раньше — в 1965—1970 гг.

Настоящая монография является частью многотомного издания «Геология шельфа УССР». В ней обобщены сведения о месторождениях и проявлениях полезных ископаемых шельфа, основных закономерностях размещения твердых полезных ископаемых и субмаринных источников пресных вод на северном шельфе Черного моря. Объем материалов достаточно обширен. Это сейсмоаку-

стические исследования, данные бурения многих сотен скважин, выполненных с борта НИС «Геохимик» и ПБУ «Днепр-1», многих тысяч колонок донных осадков, отобранных с помощью вибропоршневых и ударных трубок, многочисленных точек различных гидрохимических и других наблюдений.

Полученные большие фактические материалы были стратиграфически расчленены специалистами преимущественно по фауне моллюсков (В. Н. Семененко, А. Л. Путь, Я. И. Луцив и др.). Минералогические, химические и литологические исследования проводились в лабораториях ИГН АН УССР (И. А. Фрапцева, Ю. К. Иванов, Н. А. Ломаев, Д. П. Демченко, А. В. Иванников, Н. К. Чугунная и др.), производственных организаций, вузов. Отчасти использовались изотопно-геохимические данные по радиоуглеродным датировкам, полученным Н. Н. Ковалюхом (ИГФМ АН УССР). При этом применялись современные лабораторные методы, электронно-вычислительная техника. Общий объем лабораторных химических, минералогических, палеонтологических и иных исследований в полной мере соответствует обширным полевым сборам.

В настоящее время интенсивно изучается и осваивается фактически наиболее мелководная зона моря — до глубин порядка 50 м. Более глубоководная часть шельфа пока только исследуется. В будущем неизбежно дальнейшее расширение зоны освоения минеральных ресурсов. Вероятно, будет освоен внешний шельф, до сих пор остающийся малодоступным, а затем — материковый склон и глубоководная впадина Черного моря. Институт геологических наук АН УССР, ряд других организаций уже сейчас проводят исследования внешнего шельфа и материкового склона. Изучения материкового склона позволили

выявить коренные породы мезозоя и кайнозоя, найти вулканы. Детальным изучением северного материкового склона Черного моря установлено широкое развитие подводных каньонов, выяснена их роль в разгрузке терригенного материала и формировании некоторых потенциальных полезных ископаемых. Наряду с многочисленными небольшими каньонами на материковом склоне Горного Крыма детально изучены огромные подводные каньоны Дуная и Кубани и их возможная роль в накоплении некоторых элементов.

В подготовке тома принимали участие коллективы Института геологических наук АН

УССР (отделы осадочного рудообразования, литологии, тепломассопереноса, различные лаборатории), Института минеральных ресурсов МГ УССР, Объединения Крымгеология МГ УССР и ряда других организаций. Авторство лиц, подготовивших различные главы и разделы тома, отражено в оглавлении.

Постоянное содействие в работе оказывали руководители морских буровых работ ИГН АН УССР А. В. Григорьев, Г. Е. Княжевский, И. И. Чулкин, капитан НИС «Геохимик» Б. Н. Касьянов.

Авторы благодарят всех, оказавших помощь в работе.

Г Л А В А I

**ОБЩИЙ ОБЗОР
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ШЕЛЬФА УКРАИНЫ**

Уже почти столетие как океанологические исследования получили большое развитие, чего нельзя сказать о морской геологии. В 1974 г. известный американский морской геолог Генри Менард писал: «Не будет преувеличением сказать, что по размаху географических открытий в океане эпоху, в которую мы живем, можно сравнить с XVI веком, когда глазам европейцев открылись новые континенты». В геологической науке эти открытия нашли отражение в новых гипотезах. Так, были выдвинуты положения о движении континентов, составившие основы глобальной тектоники, по новому стала развиваться литология, базируясь на изучении современных осадков, учение о береговой зоне и др. Новый толчок получило учение о полезных ископаемых.

Из недр морского дна добывается почти четвертая часть всей нефти и горючих газов, сотни миллионов кубических метров стройматериалов, миллионы тонн каменного угля, железных руд, серы, руд редких металлов. Потенциальные возможности Океана огромны. На дне океанов найдены многие сотни миллиардов тонн железно-марганцевых и фосфоритовых конкреций, рудные илы, содержащие полиметаллы и золото, множество других видов полезных ископаемых. Прогнозы мировой науки свидетельствуют о том, что геологическое значение Океана с каждым годом будет возрастать. Поэтому изучение его — важная задача геологов Академии наук Украины и других ведомств.

Первоочередной проблемой является

исследование геологии и минеральных ресурсов Черного моря — крупнейшего внутриконтинентального водоема со сложным геологическим строением и своеобразными чертами геологической истории. Это перспективная область с точки зрения поисков и разведки минерального сырья, и она издавна привлекала внимание исследователей.

Черное море — регион, потенциально богатый многими полезными ископаемыми. В его акватории в настоящее время обнаружены месторождения строительных песков. Черноморский бассейн потенциально перспективен для поисков оолитовых железных руд керченского типа, магнетитовых и ильменит-рутил-циркононовых россыпей, субмаринных вод, серных проявлений, железомарганцевых конкреций. В процессе геологического изучения акватории Черного моря, несомненно, будут выявлены новые месторождения полезных ископаемых, новые виды минерального сырья. В настоящее время роль Черного моря как источника минерального сырья далеко не соответствует его возможностям. Поэтому необходимо шире разворачивать геологоразведочные работы, направленные на расширение минерально-сырьевого потенциала и его рациональное использование.

Особенно актуальным является изучение геологической истории Азово-Черноморского бассейна, истории развития речной сети на морских мелководьях и продолжающих ее подводных каньонов, тектонического строения шельфа и глубоководной чаши Черного моря, закономерностей литологической дифференциации вещества,

геохимических особенностей осадков, особенно на стыке сероводородной и окислительной зон. При решении этих проблем наряду с традиционными необходимо шире применять новые методы — космической геологии, изотопной геохимии и др. Комплекс фундаментальных научных исследований обеспечивает широко развитие поисково-разведочных работ и их научное обоснование.

Геологические исследования твердых полезных ископаемых и поиски субмаринных вод в акватории Черного моря в X пятилетке проводились главным образом Академией наук СССР (Институт геологических наук), Министерством геологии СССР (объединение Крымгеология) при участии Московского и Одесского университетов и ряда других организаций. Они были локализованы преимущественно в зонах шельфа и материкового склона.

В прикладном отношении в настоящее время самым важным видом твердых полезных ископаемых на шельфе Украины являются стройматериалы. Значительные работы велись в X и выполняются в XI пятилетках с целью поисков месторождений строительных песков, остро необходимых для народного хозяйства юга Украины.

Поиски, разведка и добыча строительных материалов на черноморском шельфе вызваны многими обстоятельствами. Прежде всего это дефицит и отсутствие стройматериалов на прилегающих территориях суши, необходимость сохранения пахотных земель, неминуемо уничтожаемых при горных работах на бедных и небольших месторождениях суши. Так, в Крыму нет ни одного значительного месторождения песков, бедны песками и другие приморские области. Залежи стройматериалов, в первую очередь песков, на шельфе многочисленны и легко доступны, разведка их сравнительно проста, добыча может быть легко организована. Стоимость разведки 1 м³ песков колеблется от 0,04 коп (Алибейское месторождение на северо-западе) до 1,13 (Бакальское месторождение в Каркинитском заливе), составляя чаще всего первые десятые доли копейки. Точно так же гораздо дешевле добыча песка в море, чем на суше. Например, в Керченском проливе добыча 1 м³ песка обходится в 2,3 руб., а на суше несравненно дороже. Перевозка

добытого сырья водным транспортом экономична и удобна, сырье географически близко к потребителям.

В пределах шельфа Украины существует несколько районов с различными условиями образования залежей стройматериалов. Это северо-западная часть Черного моря, шельф Горного Крыма, Керченский пролив и керченский шельф. Прогнозные запасы их на шельфе Украины огромны — по неполным данным, свыше 12 млрд. м³. Разведанных запасов гораздо меньше. На северо-западе открыты и разведаны месторождения Сергеевское (запасы 10,64 млн. м³ по категории С₂, прогнозные — 40 млн. м³), Алибейское (32 млн. м³ по категории С₂, прогнозные — 368,4 млн. м³), Терновское-2 (20 млн. м³), Терновское-38 (9—10 млн. м³), Одесская банка (прогнозные запасы 10,5 млрд. м³), а также ряд месторождений Каркинитского залива (суммарные запасы 247 млн. м³), Донузлавское (прогнозные запасы 20—25 млн. м³), месторождения шельфа Южного берега Крыма (суммарные запасы 88,6 млн. м³), керченский шельф и Керченский пролив (запасы 280 млн. м³).

Качество песков неоднородное. В северо-западной части шельфа они кварц-карбонатные, разной крупности, на шельфе Приднестровья — пригодны для производства бетона, строительных растворов, в качестве балласта для железных и автомобильных дорог; во многих случаях они отвечают ГОСТам. Пески Южного берега Крыма (ЮБК), разведанные до глубины 50 м, представлены преимущественно грауваковыми разновидностями. В них повышенное содержание глинистой составляющей, но при рефулировании происходит их естественное обогащение. Пески Керченского пролива и керченского шельфа по качеству удовлетворительны и пригодны для использования в строительстве.

Однако, несмотря на многочисленность месторождений на шельфе, проблема обеспечения юга республики стройматериалами остается нерешенной. В чем же причина этого?

Весь юг Украины — район интенсивного рекреационного использования, поэтому добыча стройматериалов в море должна учитывать интересы этой важнейшей отрасли народного хозяйства. Зачастую имеет место не просто фактор беспокойства — добыча песков

в ряде районов приносит больше вреда, чем пользы, поскольку оживляет оползневые явления, приводит к размыву пляжных зон, абразии берегов. Именно поэтому все южнобережные крымские залежи песков в море были признаны забалансовыми. Наиболее существенные возражения против добычи песков исходят от органов рыбоохраны и биологов. В Керченском проливе, например, добыча песков может помешать миграции рыбы через пролив из Азовского моря в Черное; в районах Бакальской и Одесской банок располагаются нерестилища многих ценных видов рыбы; в Джарылгачском заливе в ряде мест добыча песка может подорвать промысел устриц. В итоге из кажущегося изобилия месторождений песков трудно выбрать районы, где можно было бы добывать стройматериалы. Между тем народное хозяйство требует сырья во все возрастающих количествах. Ныне добыча стройматериалов на шельфе держится примерно на уровне около 5 млн. м³ ежегодно, обнаруживает тенденцию дальнейшего роста, и может быть расширена — ее сдерживают природоохранные факторы.

Как самостоятельный вид минерального сырья заслуживают внимания залежи ракушки. Ракушка широко применяется в народном хозяйстве, например, для производства стекла, строительной извести, в сахарной промышленности, но особенно — в сельском хозяйстве, в первую очередь в птицеводстве, для известкования почв и т. д. Оказалось, что при откорме птицы на крупных птицефабриках ракушка легко усваивается и является очень дефицитным сырьем. Запасы раковинного сырья на шельфе неисчерпаемы, организация добычи особой сложности не представляет. Так, лишь в Алибейском месторождении раковинное сырье составляет пятую часть запасов — примерно 75 млн. м³. Освоение раковинного сырья будет вкладом морской геологии в реализацию некоторых задач Продовольственной программы партии.

В пределах шельфа Украины возможно и накопление россыпных минералов. Весьма вероятно образование двух типов россыпных проявлений, связанных с накоплением песков: ильменит-рутил-цирконовых и магнетитовых. Ильменит-рутил-цирконовая ассоциация связана с поступлением материала за счет размыва пород Украин-

ского щита и переносом продуктов разрушения по системе палео-Днепра с последующей концентрацией тяжелых минералов волновыми процессами. Мелкие проявления и скопления ильменита, рутила, циркона выявлены на северо-западе Черного моря. Магнетитовые россыпные проявления связаны с размывом более молодых альпийских сооружений и локализованы на шельфе Болгарии и Грузии. В пределах шельфа Украины известны лишь небольшие россыпные проявления магнетита в Крыму близ с. Любимовка.

Исследования шельфа позволили уточнить контуры Каламитского поля железо-марганцевых конкреций, выявить его связь с прилегающими районами Крыма, установить многослойное строение пласта, выявить некоторые вопросы вещественного состава и генезиса конкреций, сопоставить последние с находками конкреций на румынском и болгарском шельфе.

Научный и практический интерес представляют киммерийские рудоносные отложения в акватории Черного моря. Основная самая богатая часть Азово-Черноморской железорудной провинции расположена в пределах западной части Азовского моря, тем не менее и в Черном море есть районы, заслуживающие внимания с позиций рудоносности. Большой научный интерес представляют западные границы развития киммерия и соотношение отложений киммерия и дакия; керченско-таманский шельф интересен как район возможного развития рудных залежей керченского и таманского типов.

Наконец, в пределах Черного моря весьма вероятно обнаружение субмаринных источников пресных вод. Работы в этом направлении ведутся Институтом геологических наук АН УССР и объединением Крымгеология. Возможно выявление зоны разгрузки подруслового стока рек на шельфе Черного моря (палео-Днепра, палео-Днестра и др.) и в Азовском море (палео-Дона и др.), артезианских вод, особенно вдоль береговых разломных зон, а также зон регулировки карстовых вод близ известнякового массива Горного Крыма.

Объединением Крымгеология проведены гидрогеологические работы на шельфе Каламитского залива с целью выявления зон субмаринной разгруз-

ки артезианских подземных вод и возможной связи морских вод с подземными водами эксплуатируемых водозаборов. Впервые выделены участки возможной разгрузки подземных вод, которые располагаются на юге (район сел Любимовка, Орловка) и на севере (район оз. Сасык, г. Евпатория). На исследуемом шельфе, по данным сейсмоакустического профилирования, отмечен ряд зон с отсутствием отраженных поверхностей. Их можно интерпретировать как ослабленные тектонические зоны, по которым не исключена взаимосвязь подземных вод с морскими. Инженерно-геологическими исследованиями была охвачена часть шельфа, расположенная между береговой линией и 50-метровой изобатой.

На шельфе и в прилежащих лиманах известно важнейшее бальнеологи-

ческое сырье — поваренная соль (древние, но небольшие по масштабам разработки месторождения). По причерноморским лиманам прокладывается трасса одного из крупнейших гидротехнических сооружений — канала Дунай — Днепр. Мы рассматриваем только полезные ископаемые лиманов, не касаясь их геологии.

Научный интерес представляет жемчуг, встречающийся в раковинах мелководной зоны черноморского шельфа; в будущем на керченском шельфе возможны находки серных проявлений.

В целом минеральные ресурсы шельфа Украины разнообразны, а изучены они пока недостаточно. Роль шельфа в будущем, несомненно, резко возрастет, расширится комплекс разведываемых полезных ископаемых, увеличится объем их добычи.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Проводившиеся в последние годы геологические исследования показали важнейшее значение шельфа Мирового океана как зоны сосредоточения крупнейших запасов нефти и газа. Вторым по значению полезным ископаемым шельфа являются строительные материалы, добываемые ныне в море в огромных количествах. Сведения относительно объемов морской добычи строительных материалов довольно разноречивы, однако повсеместно отмечаются их широкие масштабы. Так, в некоторых изданиях указывается, что США добывают с морского дна примерно 500 млн. т строительных песков и гравия, Англия — 100 млн. Если при этом учесть, что ресурсы строительных материалов на суше, особенно в промышленно развитых странах, во многих случаях близки к истощению, то будет ясно, как важна роль морских месторождений строительных материалов в настоящее время и в ближайшем будущем. Для шельфа Черного моря строительные материалы являются потенциально важнейшим видом минерального сырья.

История изучения и освоения залежей строительных материалов — песчаных и гравийно-песчаных отложений — несколько необычна. Освоение и эксплуатация залежей песков и песчано-гравийного материала зачастую предшествовали их геологическому изучению. Попытки использовать пески пляжей предпринимались с незапамятных времен. Рост масштабов добычи песков в приурезовой полосе привел в конце концов к истощению их запасов

и нарушению установившегося динамического равновесия на границе суша — море. Это явилось причиной перемещения добычи песков в глубь моря. В послевоенное время разработка песков была развернута во многих районах черноморского шельфа.

Так, в 1952 г. была начата добыча песков в Ялтинской бухте, в 60-х годах — на Одесской банке, а затем на других месторождениях черноморского шельфа. Разумеется, черноморский шельф Украины не являлся белым пятном, совершенно не изученным ранее. Исследования береговой зоны, лиманов, кос, пересыпей проводились при геологосъемочных работах на суше. Комплекс исследований прибрежной зоны Черного моря был выполнен Институтом океанологии АН СССР [153]. Минеральный состав песков изучала М. Г. Барковская [23, 24] и многие другие авторы. Специальное изучение залежей песков как строительных материалов в начале (в 1963—1965 гг.) проводилось лишь в районе Одесской банки (ЧерноморНИИпроект, Одесский университет). Донузлавское месторождение песков было обследовано в 1963 г. Крымским филиалом НИИСМИ.

С 1970 по 1975 г. проведены разведочные работы на Бакальской банке в Каркинитском заливе, в районе Ялтинской бухты; в 1975—1978 гг. разведаны и изучены Одесская и Терновская банки, Джарылгачский залив, некоторые районы южного бережного шельфа Крыма. Запасы песков Терновской банки были приняты Государственной комиссией запасов в 1977 г. Независимо от состояния и уровня геологоразведоч-

ных и научно-исследовательских работ организации Министерства морского флота СССР проводили добычу песков во многих районах черноморского шельфа. Обусловленные развитием народного хозяйства потребности Юга республики в строительных материалах весьма велики. Фактическое состояние морской горнодобывающей промышленности стройматериалов в настоящее время сводится к следующему.

Добыча песков осуществляется на Одесской, Терновской, Сергеевской банках. На месторождениях Терновское-2 добывается до 1,3 млн. м³, Сергеевском — до 0,9 млн. Объем разработок на Одесской банке определяется конкретными ежегодными задачами. Так, в 1965 г. было добыто 200 тыс. м³ песков (данные геологов Одесского университета). В значительных масштабах (до 0,8 млн. м³) добыча песков производится в районе Джарылгачского и Ягорлыцко-го заливов близ Тендровской косы, добычу ведет Складовский порт. Евпаторийский порт разрабатывает тремя рефулерными баржами месторождение песков в Донузлавском заливе. Объем добычи составляет до 1 млн. м³. Запасы песков ориентировочно оценены в 20—25 млн. м³ (материалы проектирования порта Мирный, работы 1963 г. Крымского филиала НИИСМИ).

В 5—6 км к северу от Севастополя, в 1,5 км от берега между с. Любимовка и устьем р. Качи, рефулерными баржами трестов Севастопольстрой и Крымгидрострой добывается ежегодно около 200 тыс. м³ песков, месторождение которых еще совершенно не изучено. В районе Севастополя, в 2—3 км от бухты Камышевой, эпизодически также производится рефулирование песков в значительных количествах.

В акватории Ялтинской бухты с 1952 по 1972 г. Ялтинским портом добыто около 6 млн. т. песчано-гравийных материалов. Феодосийским портом до 1967 г. рефулировалось не изученное и не разведанное месторождение строительных песков в 15 км к юго-западу от мыса Киик-Атма, в 5 км от берега против устья р. Отузки.

В Керченском проливе Керченский порт с 1945 г. осуществляет добычу песков грейферным краном в объеме от 80 до 300 тыс. м³/год. Объектом эксплуатации является месторождение Церковная банка, еще не разведанное и не изученное.

Как видим, стихийная добыча песков практически проводится на всей акватории шельфа, многие разрабатываемые объекты еще не изучены и не разведаны. Проведенными геолого-разведочными работами на черноморском шельфе удалось установить геологическое строение месторождений стройматериалов, некоторые общие особенности их размещения, выяснить генетические особенности и основные источники накопления обломочного материала.

С точки зрения перспективности на залежи строительных материалов в пределах черноморского шельфа Украины можно выделить три неравноценных по площади и разных по геологическому строению и современным условиям осадконакопления района: акваторию северо-западной части Черного моря, шельф Южного Крыма и акваторию Керченского пролива. Каждый из них имеет свои специфические особенности.

Акватория северо-западной части Черного моря — наиболее перспективный район развития залежей строительных материалов. Это обширная аккумулятивная равнина, пологонаклоненная на юг, в сторону котловины Черного моря, неоднократно осушавшаяся в совсем недавние отрезки геологического времени. Она формировалась и формируется под влиянием таких мощных речных артерий, как Днепр, Днестр, Дунай, Юж. Буг. В ней интенсивно развита абразия берегов, в ряде мест размывается морское дно. В пределах акватории широко распространены многочисленные погребенные и современные аккумулятивные формы морского, речного и дельтового происхождения. Это косы, бары, пересыпи, образовавшиеся под влиянием иптенсивных потоков наносов; это приустьевые банки — самые крупные современные аккумулятивные формы; это, наконец, более древние аллювиальные отложения. Все перечисленные аккумулятивные тела обнаружены в основном в приустьевых районах — близ рек северо-западной части Причерноморья, в Каркинитском и Джарылгачском заливах. Близ устья Днестра расположены разведанные в последние годы Терновская, Сергеевская и Алибейская банки.

Северная часть пересыпи Днестровского лимана длительное время — с начала XX ст. по 50-е годы — эксплуатировалась песчано-гравийным карьером

[96]. Добыча достигала в 1946 г. 100 тыс. м³ у корня косы и 100—200 тыс. м³ у пролива. Геологоразведочные работы, проведенные мористее, в районе Терновской банки и Сергеевской отмели, позволили установить значительные запасы хороших по качеству строительных песков преимущественно кварцевого состава. По данным объединения Крымгеология, этот участок шельфа слагают галька и гравий кремнистых пород с примесью раковинного детрита, которые подстилаются крупно-, средне- и мелкозернистыми кварцевыми песками с детритом и галькой, а еще ниже — зеленовато-серыми и серыми илами и ракушечниками. Суммарная мощность перечисленных отложений (преимущественно черноморского и новозвксинского возраста) до 5,9 м.

Юго-западнее устья Днестра, на Алибейской банке, установлены три положительнe формы рельефа дна, сложенные прибрежно-морскими аккумулятивными телами, развитыми на верхнечетвертичных (посткарангатских) лессовидных суглинках. Основной частью продуктивной толщи, слагающей эти аккумулятивные тела, является самый верхний, черноморский по возрасту, слой кварцевых мелко-, средне- и крупнозернистых песков с примесью раковинного детрита мощностью 0,1—2,4 м.

Достаточно наглядным примером связи крупного аккумулятивного тела с аллювиальными выносами другой речной системы — Днестра и Юж. Буга — является Одесская банка. Это самая крупная из известных на шельфе Черного моря аккумулятивная форма длиной 42 км, шириной 10 км и мощностью до 34 м, очерченная изобатой 10 м к западу от Кивбурнской косы.

Многочисленные аккумулятивные формы — Джарылгачская коса, Каланчакская, Чурюмская и Бакальская банки, развитые в акватории Каркинитского залива и в прилежащих районах Черного моря, достаточно хорошо изучены в голоценовом разрезе [96, 153]. Е. Н. Невеский [153] установил также ряд погребенных аккумулятивных форм, к которым относятся Древнетархангутская, Древнеджарылгачская, палео-Джарылгачская, а также палео-Тендровская косы, близкие по составу к современным аналогам. Все они сложены кварц-детритусовыми песками,

мощность которых в отдельных случаях достигает 6 м. Для Джарылгачского залива основным поставщиком песчаного материала, по-видимому, был палео-Каланчак, являющийся, возможно, одним из рукавов палео-Днестра. Интенсивный размыв в море этих аллювиальных толщ и создал современные аккумулятивные песчаные теле залива.

Южный берег Крыма — один из основных районов потребления строительных песков. Именно здесь максимально остро стоит проблема их добычи. Шельф ЮБК характеризуется относительной узостью, довольно крутым погружением в сторону моря, отсутствием значительных речных артерий, наличием системы многочисленных каньонов, т. е. комплексом признаков, неблагоприятных для поисков залежей песчаных отложений. Если учесть еще широкое развитие глинистых толщ в разрезе Горного Крыма, то картина поисков строительных материалов еще более усложнится. Тем не менее поисковыми работами, выполненными геологами объединения Крымгеология, Одесского университета и других организаций, обнаружены и изучены ряд аккумулятивных тел, являющихся потенциальными месторождениями стройматериалов. Эти залежи песчано-гравийных отложений мощностью до 8 м расположены на южнoбережном шельфе между Аюдагом и с. Рыбачьим, между мысом Никита и Чукурларским оползнем, мысом Никита и Адаларами близ Гурзуфа, между Ласточкиным Гнездом и Симензом, г. Алуштой и с. Морским, а также в некоторых других местах. Суммарные запасы перспективных на строительные пески площадей шельфа от мыса Айя до г. Алушты оцениваются геологами Крымгеология в 88,6 млн. м³. Петрографически пески южнокрымского шельфа являются граувакковыми, состоящими из мелких обломков аргиллитов, песчаников и известняков при подчиненном содержании кварца и со значительной примесью ракушечного материала.

Наконец, акватория Керченского пролива является хоть и небольшим, но довольно интересным районом развития строительных песков. Потенциальный интерес представляют две крупные косы, пересекающие пролив, — Чушка и Тузла, а также многочисленные пересыпи лиманов Керченского пролива.

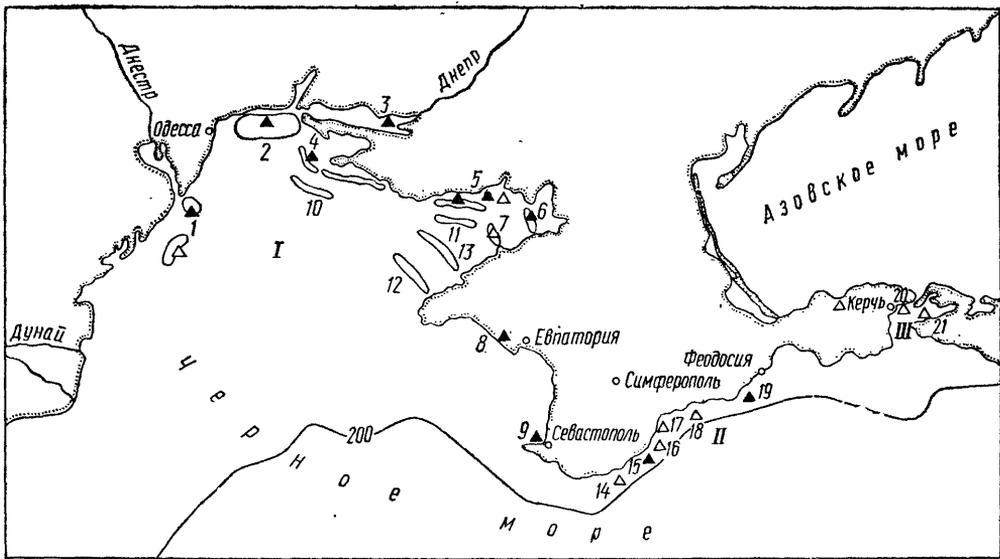


Рис. 1. Распределение месторождений строительных песков на черноморском шельфе Украины:

I — северо-западный район; II — шельф Горного Крыма; III — Керченский пролив и прилегающий шельф Черного моря.

Изученные или эксплуатируемые месторождения: 1 — Терновская и Алибейская банки, 2 — Одесская банка, 3 — Днепровско-Бугский лиман, 4 — Тендровский залив, 5 — Джарылгачский залив, 6 — Чурюмская банка, 7 — Бакальская банка, 8 — Донузлавский лиман, 9 — район Севастополя; погребенные аккумулятивные формы, косы: 10 — Древнетендровская, 11 — Древнеджарылгачская; пересыпи: 12 — Древнетарханкутская, 13 — Древнеярылгачская; II — аккумулятивные тела шельфа Горного Крыма: 14 — между Ласточкиным Гнездом и Симеизом, 15 — в Ялтинской бухте, 16 — между мысом Никита и Гурауфом, 17 — между Аюдагом и с. Рыбачьим, 18 — между Алуштой и с. Морским; 19 — устье р. Огузки; III — аккумулятивные тела в акватории Керченского пролива и прилегающем шельфе Черного моря: 20 — Церковная банка, 21 — коса Русанова

Для добычи песков в широких масштабах эти аккумулятивные формы вряд ли пригодны — в силу необходимости сохранения природного равновесия и защиты берегов. Несколько больших интерес могут представлять обособленные банки — Церковная (в 10 км от Керченского порта), Русанова (вблизи Тамани) и некоторые другие. Эксплуатируемая в настоящее время Церковная банка представляет собой небольшую отмель, сложенную детритусовым песком мощностью до 4 м.

Существующие кондиции на пески довольно требовательны в отношении гранулометрического и химического состава. Наибольшим спросом для строительных целей пользуются грубозернистые разновидности песков кварцевого состава. Как отмечалось, пески северо-черноморского шельфа по минеральному составу чаще всего кварцевые,

кварц-детритусовые, граувакковые, реже детритусовые.

Источником кварцевой составляющей обычно являются остаточные продукты коры выветривания пород Украинского щита (УЩ) и его осадочного обрамления. Снос их в прибрежно-морскую зону осуществлялся реками, а переотложение — в результате воздействия гидродинамически подвижной морской среды. В этой связи, как правило, все значительные скопления преимущественно кварцевых песков тяготеют к устьям современных или существовавших в недавнем геологическом прошлом рек северо-западной части Причерноморья (рис. 1).

Разрушение пород молодой альпийской структуры Горного Крыма практически не приводит к образованию кварцевых песков, вместо них формируются пески грауваккового состава. Смешанный, кварц-детритусовый характер имеют пески Керченского пролива, образовавшиеся частично за счет сноса терригенного материала Кубанью и Доном. Биогенная карбонатная составляющая месторождений строительного материала на шельфе является всецело продуктом деятельности моря, хотя она также подвергалась последующему разрушению и перемещению. В итоге море локализует в составе единого целого разнохарактерный по происхождению материал — современные и древние аллювиальные отложения, в меньшей мере — продукты абразивного разрушения берега и размыва морского дна, продукты биогенного накопления

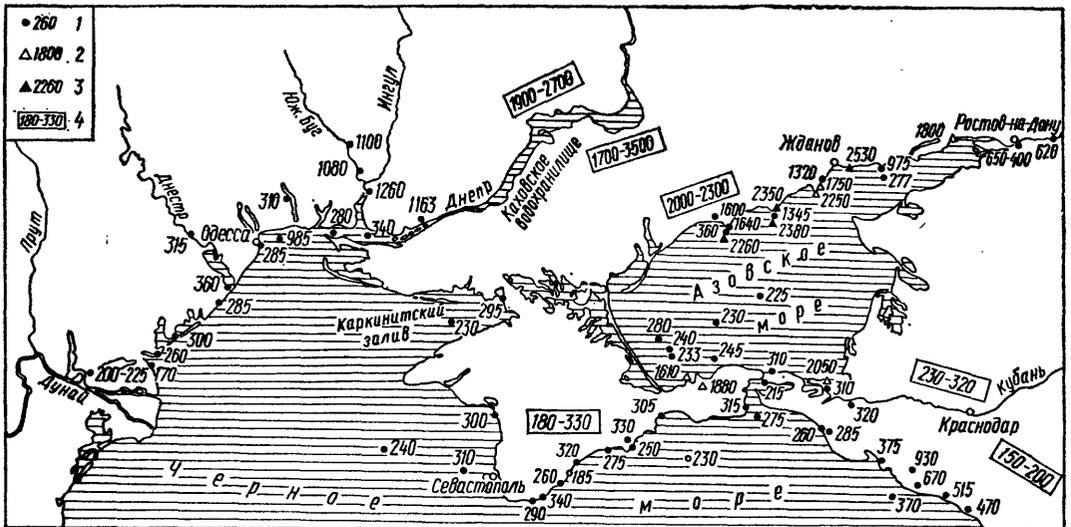


Рис. 2. Изотопный возраст пород северной части Азово-Черноморского бассейна [121, 239]: 1 — терригенного материала донных морских осадков и аллювия, 2 — диатомита, 3 — монацитита, 4 — пород водосбора

вещества в море (на рис. 1 черными треугольниками обозначены эксплуатируемые или ранее эксплуатировавшиеся месторождения, незаштрихованными — изученные месторождения).

Относительно преобладающих источников поступления материала важную роль могут сыграть данные об изотопном возрасте прибрежных морских отложений и коренных пород Азово-Черноморского бассейна (рис. 2). Так, возраст терригенного материала песков пляжа Приднестровья в 315 млн. лет явно свидетельствует о преобладающей роли выносов Днестра, в лимане которого возраст отложений определен в 360 млн. лет. В то же время некоторое уменьшение средних значений возраста терригенного материала на взморье свидетельствует, скорее всего, о заметном поступлении на этот участок шельфа аллювия Дуная, в низовьях которого возраст песков составляет 170—225 млн. лет и постоянно увеличивается к северу от устья. Значительно древнее песчаный материал Одесской банки (985 млн. лет), 70—90 % которого составляют выносы Днепра (возраст 1165 млн. лет) и Юж. Буга (возраст 1080—1260 млн. лет) [121]. Изотопный возраст пляжевых отложений ЮБК и Керченского пролива 185—340 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о тесной связи состава прибрежно-

морских отложений с таковым определенных питающих провинций и в то же время указывают на некоторое смешивание его в результате миграции под влиянием вдольбереговых потоков наносов.

Все рассмотренные залежи песков являются в основном голоценовыми, развившимися при современной географической ситуации и датируются в подавляющем большинстве как новочерноморские.

Как видно из обзора важнейших аккумулятивных форм черноморского шельфа (потенциально возможных и разрабатываемых месторождений строительных материалов), все они фактически отражают современный срез морского дна, ибо в силу экономических причин разработка песков из недр морского дна не рентабельна. В этой связи количество месторождений резко уменьшается, именно по этой причине почти все выявленные и потенциальные месторождения песков в море датируются голоценом. Отложения древнее новозвксинских (за исключением некоторых прибрежных участков) при современном уровне развития производительных сил в качестве месторождений строительных материалов не рассматриваются.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЕСКОВ ДНЕСТРОВСКОГО УЧАСТКА ШЕЛЬФА

В районе устья Днестра на шельфе Черного моря сосредоточены значительные скопления песка и гравия, образующие ряд месторождений: Терновское-2, Терновское-38 и Сергеевское.

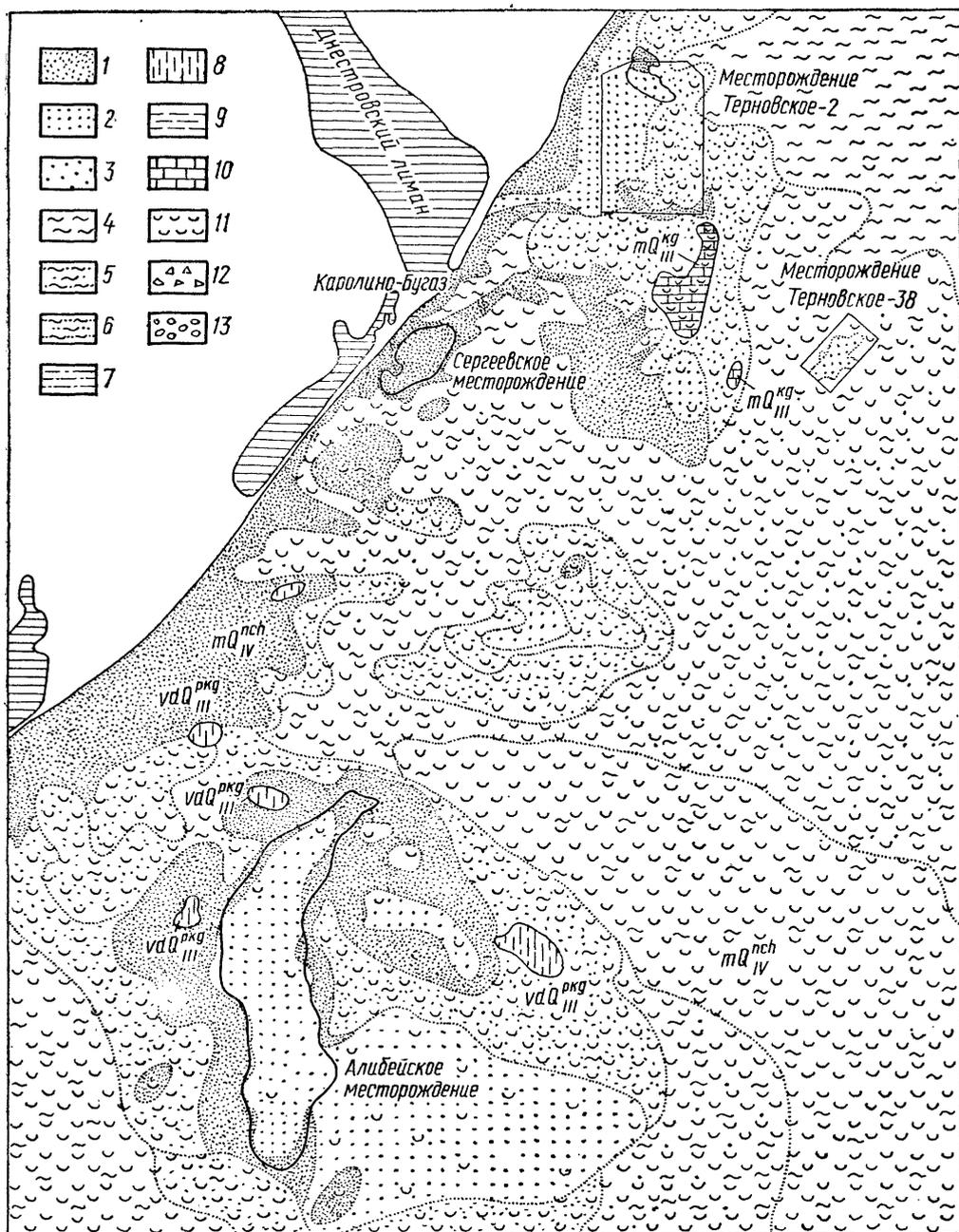


Рис. 3. Геологическая карта месторождений строительных песков Днестровского участка шельфа.

Пески: 1 — мелкозернистые, 2 — среднезернистые, 3 — крупнозернистые; иллы: 4 — глинистые, 5 — алевро-глинистые, 6 — мелкоалевритовые, 7 — алевроиты; 8 — суглинки; 9 — глины; 10 — известняки ракушечные; 11 — ракушечники; 12 — раковинный детрит; 13 — гравий и галька.

Возрастные индексы отложений: N — нерасчлененные отложения неогена, Q^{pchd}_I — постчаудинские, Q^{dev}_{II} — древнеэвксинский горизонт, Q^{kg}_{III} — карангатский горизонт, Q^{pkq}_{III} — посткарангатские отложения, Q^{nev}_{IV} — новоэвксинский горизонт, Q^{ch}_{IV} — черноморский горизонт; слов: bg — бугаз-

ские, vt — витязевские, kl — каламитские, dj — джемтинские.

Генетический тип отложений: а — аллювиальные, 1 — озерно-лиманные, m — морские, vd — золово-делювиальные

Юго-западнее расположено Алибейское месторождение (рис. 3). Все они приурочены к отмельным участкам шельфа прибрежной полосы или же к поднятиям морского дна в виде банок с контурами изобат до 10—15 м.

По условиям гидродинамического режима участки характеризуются отно-

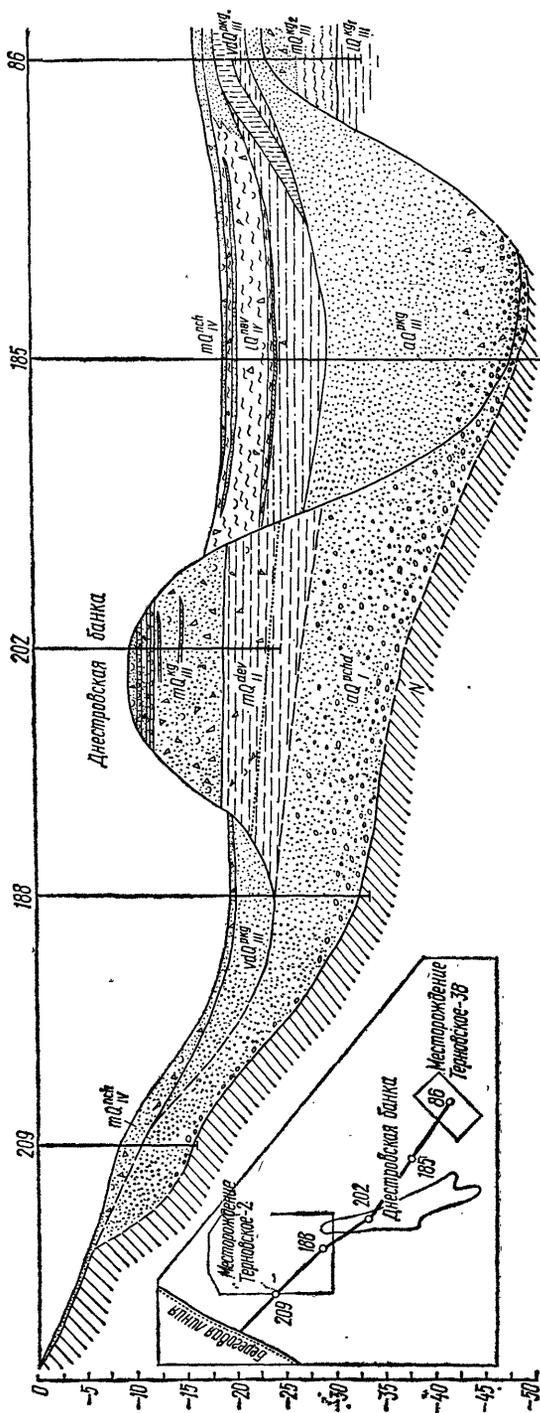
сительно крупнозернистым составом осадков, преимущественно песчаных; илы развиты в понижениях берегового склона. В процессе геологоразведочных работ для оценки и подсчета запасов песков на этих месторождениях производилось в основном вибропоршневое бурение до 3 м от поверхности дна с проходкой отдельных опорных колонок скважин глубиной до 50 м. Такая методика разведки песков обусловлена современными техническими возможностями добычи со сравнительно неглубоких горизонтов залегания. Проведенное в середине 1981 г. бурение скважин на участке шельфа от оз. Алибей до Одесского залива с полной проходкой четвертичных отложений вплоть до неогенового основания существенно изменило прежние представления о развитии песков в этом районе как по площади, так и по разрезу, значительно расширило перспективу их поисков и освоения.

ТЕРНОВСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЕСКОВ

Месторождения песков шельфа Черного моря, расположенные к северо-востоку от Днестровского лимана, известны под общим названием Терновских. Объединяет их также общая геологическая обстановка этого участка шельфа на продолжении водораздельного пространства между Днестровским и Сухим лиманами. Это обусловило сравнительно полную сохранность разреза четвертичных отложений от размыва реками во время неоднократной регрессии моря в течение четвертичного периода.

Наряду с четвертичными породами здесь широко развиты отложения неогена, которые залегают на относительно небольших абсолютных отметках, особенно в прибрежной части моря. Совместной деятельностью рек и моря была образована прерывистая цепочка поднятий в виде останцов четвертичных пород, именуемых Терновской и Днестровской банками, и близко примыкающим к ним со стороны берега выступом пород неогена. Рельеф морского дна вдоль этих поднятий асимметричный. Восточный склон банок, особенно Днестровской, крутой, с перепадом глубин от 5—10 до 20 м, западный склон пологий, с глубинами

Рис. 4. Геологический разрез четвертичных отложений района месторождений Терновское-2 и Терновское-38. Усл. обозначения те же, что и на рис. 3.



МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕРНОВСКОЕ-2

не более 12 м; на нем по выгнутой от Днестровской банки дуге отмечается ряд мелких, округлой формы поднятий морского дна, подчеркиваемых изобатами 9—10 м. Терновская банка — небольшое поднятие дна северо-восточного простирания с изобатой 15 м. Между Терновской банкой и южной оконечностью Днестровской существует промоина с понижением отметок до — 22 м. Понижение в рельефе дна от — 10 до — 14 м установлено также на севере — между северным окончанием Днестровской банки и прибрежным участком развития неогеновых отложений.

В районе Терновских месторождений песка рядом профилей относительно глубоких скважин вскрыт разрез четвертичных отложений с подсечением кровли неогена на абсолютных отметках от — 0,5 до — 47,5 м (рис. 4). С увеличением глубин моря поверхность залегания отложений неогена заметно наклоняется и на участке месторождения Терновское-38 неогеновые образования скважинами не встречены. Отложения четвертичного возраста представлены преимущественно постчаудинскими, древнеэвксинскими, карангатскими, посткарангатскими, новоэвксинскими, древне- и новочерноморскими образованиями. Постчаудинские пески и гравийно-галечные осадки развиты в южной части месторождения Терновское-2. Они слагают также основание Днестровской банки и простираются в направлении месторождения Терновское-38. Древнеэвксинские глины и алевроиты встречаются в основном в разрезе Днестровской банки. Карангатские глины, алевроиты, пески и известняки-ракушечники широко представлены в районе Днестровской банки и месторождения Терновское-38. Заметно распространены также посткарангатские пески в широкой полосе к востоку от месторождения Терновское-2 и между Днестровской банкой и месторождением Терновское-38. Новоэвксинские (лиманские) и новочерноморские (современные морские) песчано-илистые и песчано-ракушечные осадки выстилают дно на большей части Днестровского лимана. С осадками посткарангатского, новоэвксинского и новочерноморского возраста в основном связаны разведанные и эксплуатируемые в настоящее время запасы песков на Днестровском участке шельфа.

Участок морского дна, в пределах которого находятся месторождения морских строительных песков группы Терновское-2, по площади составляет 80—90 км². Он расположен в 12 км к северо-востоку от пос. Каролино-Бугаз, в 12 км юго-западнее г. Ильичевска и удален от береговой линии на 2—6 км. В этих населенных пунктах имеются специально оборудованные площадки, оснащенные погрузо-разгрузочными средствами и связанные железной и шоссейной дорогами с общей транспортной системой Одесской области.

Глубины моря в пределах участка изменяются от 7,9 до 23,0 м. Поверхность дна на большей части месторождения относительно ровная, с заметным наклоном вдоль восточной границы.

Пески месторождения Терновское-2 начали эксплуатировать с конца 50-х годов без предварительных геологоразведочных работ в связи со строительством Ильичевского порта. С 1970 г. этот район изучался Одесским университетом, объединением Крымгеология (1974—1976 гг.) и Институтом геологических наук АН УССР (1981 г.).

На площади поисковых работ выявлены породы неогена и почти полный комплекс отложений четвертичного возраста, за исключением чаудинского горизонта. Отложения неогена достаточно высоко подняты на участке песков месторождения Терновское-2 и образуют обширную отмель, фиксируемую изобатой 10 м. Скважинами в 1981 г. установлено, что севернее и северо-восточнее контура разведанных запасов месторождения породы неогена залегают под слоем четвертичных отложений мощностью 0,2—2,2 м на абсолютных отметках — (10,8—19,2) м, а южнее — под слоем мощностью 13,0—17,5 м на отметках — (25,9—32,8) м. Отложения мейотического яруса развиты к востоку-северо-востоку от месторождения и представлены темно-серыми алевроитовыми, известковистыми глинами со вскрытой мощностью 1,4—2,4 м. Породы понтического яруса подстилают четвертичные отложения на большей части месторождения Терновское-2; особенно характерны они для южного и северо-западного участков месторождения (рис. 5).

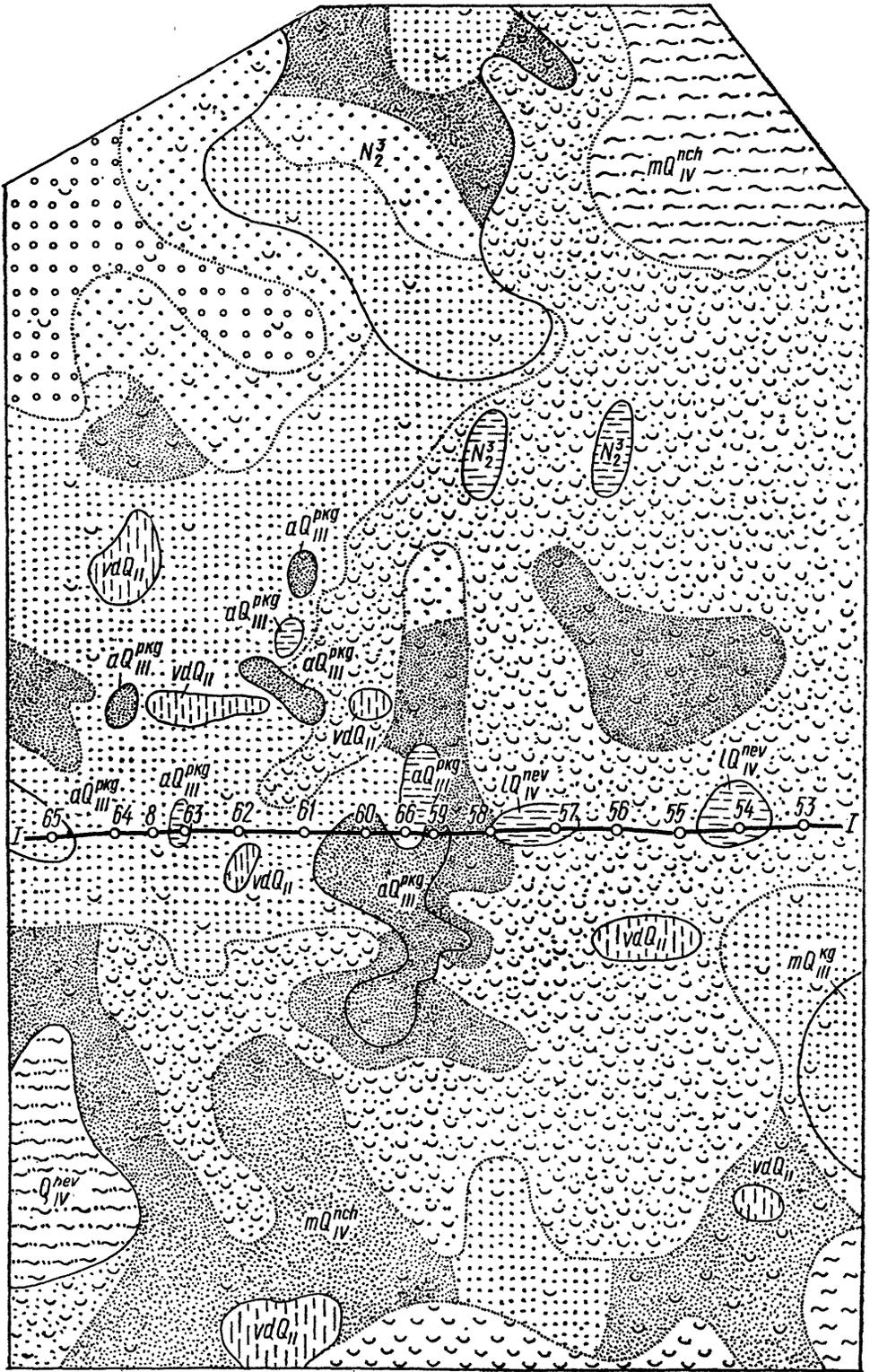


Рис. 5. Геолого-литологическая карта месторождения Терновское-2.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

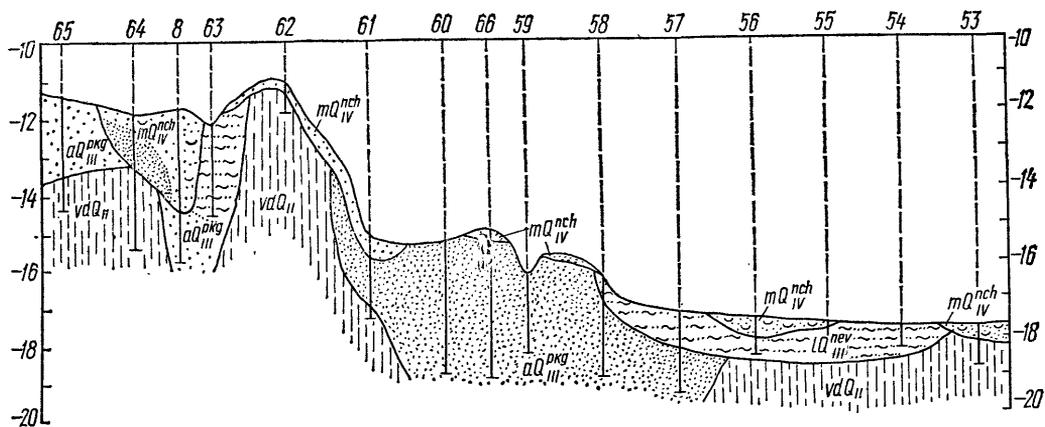


Рис. 6. Геологический разрез месторождения Терновское-2 по линии I—I.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

Понтийский ярус представлен в основном известняками, реже — алевроитами и глинами с общей вскрытой мощностью до 5,9 м.

Отложения куяльницкого яруса встречаются в юго-западной части месторождения на абсолютных отметках — (19,9—48,7) м. Куяльницкие пески, алевроиты и глины установлены также в виде отдельных пятен в центральной и северной частях месторождения Терновское-2, непосредственно на поверхности морского дна на глубинах 11—13,5 м (рис. 5). К востоку от этого участка куяльницкие отложения залегают под слоем новоэвксинских и новочерноморских осадков суммарной мощностью до 5 м. Вскрытая мощность куяльницких песков, выходящих на поверхность морского дна, достигает 2 м, а площадь их развития составляет около 4 км².

Пески куяльницкого яруса по гранулометрическому составу в основном средне-, реже — мелкозернистые, с модулем крупности (M_K) от 2,2—2,3 до 1,7—1,8. Содержание глинистых и пылеватых частиц в них 3—12,5 %, содержание фракции более 0,63 мм составляет 18,7—42,08 % (в среднем 34 %), а фракции менее 0,14 мм — 7,4—18,1 (в среднем 10,5 %). Пески в химическом отношении являются кварцевыми, с содержанием SiO_2 87,82—94,2 % (табл. 1).

Тяжелая фракция песков (0,25—0,10 мм) состоит из магнетита, рутила, ильменита, лейкоксена, циркона, эпидота, граната, дистена, силлиманита, ставролита, турмалина, биотита, глауконита, пирита, встречаются единичные зерна анатаза, амфибола. Легкая фракция сложена кварцем (97,0—98,5 %), слюдой, полевыми шпатами. Несмотря на значительные содержания глинистых и пылеватых частиц, куяльницкие пески по своим показателям в основном пригодны для производства строи-

Таблица 1. Химический состав песков месторождения Терновское-2, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	94,20	90,64	90,76	87,82	80,62	87,70	93,88	94,10	91,10	75,50	69,50	58,32	80,26
Al_2O_3	2,15	3,60	4,04	3,18	3,24	4,20	2,86	3,00	3,56	3,39	2,39	2,52	3,75
Fe_2O_3	0,61	1,07	0,61	0,82	1,86	0,46	0,54	0,50	0,64	0,36	1,36	2,00	0,57
CaO	1,40	1,70	1,50	4,20	4,90	3,80	0,90	0,80	1,70	9,80	14,50	20,00	8,10
MgO	0,20	0,50	0,40	0,30	0,40	0,20	0,20	0,40	0,50	1,50	0,20	0,60	0,30
SO_3	0,13	0,10	0,35	0,14	0,82	0,10	0,26	0,10	0,20	0,24	0,31	0,41	0,38
П.п.п.	0,95	2,12	1,51	2,74	5,70	3,27	1,09	0,82	1,51	8,35	11,20	16,90	6,20
Сумма	99,64	99,73	99,17	99,20	97,54	99,73	99,73	99,72	99,21	99,14	99,46	100,65	99,56

Примечание: 1—4 — пески куяльницкого возраста: 1 — скв. 118/Х, гл. 0,5—1,5 м; 2 — скв. 119/Х, гл. 0,4—2,0 м; 3 — скв. 120/Х, гл. 0,5—1,5 м; 4 — скв. 122/Х, гл. 0,4—2,0 м; 5—9 — аллювиальные пески посткарагатского возраста: 5 — скв. 59/Х, гл. 0,0—0,7 м; 6 — скв. 60/Х, гл. 0,0—3,5 м; 7 — скв. 61/Х, гл. 0,4—0,8 м; 8 — гл. 61/Х, гл. 0,8—1,1 м; 9 — скв. 70/Х, гл. 0,0—1,4 м; 10—13 — пески новочерноморского возраста: 10 — скв. 6, гл. 0,0—2,2 м; 11 — скв. 9, гл. 0,0—2,5 м; 12 — скв. 12, гл. 0,0—3,0 м; 13 — скв. 37, гл. 0,0—2,8 м.

тельных работ и изготовления бетонных изделий. При этом следует иметь в виду, что в процессе рефулирования происходит обогащение песков за счет вымывания мелких частиц, в том числе почти на треть фракции менее 0,14 мм, и их качество повышается до требуемых кондиций.

Наиболее древними отложениями четвертичного возраста на терновских месторождениях являются осадки постчаудинского горизонта. Представлены они преимущественно крупно- и среднезернистыми кварцевыми песками с включением гравия и гальки из кремня, реже — из известняков и песчаников размером до 3—5 см. Крупнообломочный материал, как правило, залегает в основании базального горизонта на контакте с породами неогена, однако по разрезу среди постчаудинских песков встречаются также отдельные прослои гравийно-галечного состава. Постчаудинский горизонт развит главным образом к югу от месторождения Терновское-2, где его мощность достигает 16,6 м. Несколько севернее, в пределах контура описываемого месторождения (скв. 188), мощность постчаудинских песков, также содержащих включения гравия и гальки, составляет 7,0 м (см. рис. 4).

Стратиграфически выше постчаудинских отложений находятся породы древнеэвксинского горизонта (глины, алевриты) мощностью до 7,7 м. Их развития на площади месторождения Терновское-2 не установлено, однако весьма вероятно, что они находятся в юго-западном углу контура месторождения, куда простирается оконечность Днестровской банки. Отложения карангатского горизонта обнаружены на востоке и юго-востоке месторождения (см. рис. 5). Кровля их находится на абсолютных отметках от — 11,5 до — 18,5 м, мощность достигает 2,35 м. Карангатские образования сложены песками, алевритами и литификатами. Последние отмечены в кровле горизонта, образуя «бронирующий» экран над залегающими ниже песками и алевритами. Наличие литификатов исключает возможность эксплуатации карангатских песков.

Посткарангатские образования широко развиты на месторождении Терновское-2. Представлены они осадками морского и континентального происхождения. Континентальные образова-

ния сложены в основном аллювиальными песками и лессовидными суглинками; морские осадки представлены илами, алевритами и песками со значительным содержанием раковинного материала. Абсолютные отметки кровли суглинков изменяются от — 10,5 до — 17,5 м, их вскрытая мощность достигает 4 м. Аллювий обнаружен в долинах палео-Днестра и его притока палео-Барабоя. Он представлен мелко-, средне- и крупнозернистыми песками с примесью гравия и гальки кремнистых пород, с маломощными (до 0,5 м) прослоями и линзами алевритов. Пески обнажаются на морском дне в виде отдельных пятен и полос на центральном, западном и южном участках или погребены под слоем новоэвксинских и новочерноморских осадков мощностью до 5 м. Их кровля залегает на абсолютных отметках от — 10,7 до — 20,4 м, максимальная мощность 9,2 м. Пески посткарангатского возраста по механическому составу довольно разнообразны: от очень мелкозернистых до крупнозернистых. Мелкие, средние и крупные пески (модуль крупности 1,5—2,6) приурочены к восточной части месторождения Терновское-2, а очень мелкие (модуль крупности 1—1,5) — к центральной. Содержания глинистых и пылеватых частиц в песках в среднем составляют 2,8 %, фракции размером более 0,63 мм — 25,2, а фракции менее 0,14 мм — 7,8.

Тяжелая фракция песков (0,25—0,1 мм) сложена цирконом, рутилом, лейкоксомом, дистеном, анатазом, ильменитом, гранатом, ставролитом, турмалином. Здесь же встречены единичные зерна топаза, шпинели, эпидота, гидрослюда, глауконита, пирита, магнетита. Легкая фракция представлена кварцем (95 %), полевыми шпатами, карбонатом.

Предновоэвксинские пески характеризуются высоким содержанием SiO_2 (80,62—94,10 %) и незначительной примесью сернокислых соединений, содержание которых в пересчете на SO_3 изменяется от 0,1 до 0,82 %. Пески пригодны для изготовления бетонов, строительных растворов и в качестве материала для устройства дорожных покрытий.

Новоэвксинские (лиманские) осадки развиты в понижениях морского дна восточной и юго-западной частей месторождения Терновское-2. Кровля их

залегает на абсолютных отметках от —11,0 до —19,0 м. Перекрываются они осадками новочерноморского горизонта или в виде небольших пятен выходят на поверхность морского дна (см. рис. 6). Мощность новоэвксинских образований не превышает 2,5 м. Представлены они в основном алевритами, а также песками, ракушей и торфами. Пески характеризуются очень мелкозернистым составом, что исключает возможность их использования для строительных целей.

Современные (новочерноморские) отложения образуют практически сплошной покров на морском дне, за исключением мест, где обнажаются породы верхнего плиоцена, посткарангатские суглинки и пески, а также новоэвксинские лиманные алевриты. Они представлены галечниками, мелко-, средне- и крупнозернистыми песками, илами и ракушечниками. Галечники развиты на северо-западном участке месторождения на глубинах 8,5—10,5 м и залегают на понтических известняках. Состоят они из смеси галечного, гравийного и песчаного материала с примесью современной морской фауны (до 10 %). Гравий и галька представлены обломками кремнистых и известковых пород.

Мощность галечников изменяется от 0,05 до 0,4 м.

Современные крупнозернистые пески развиты вдоль мористой границы галечников, а также образуют небольшое тело в центре месторождения. Среднезернистые пески занимают до 30 % площади месторождения Терновское-2. Они оконтуривают поля развития крупнозернистых песков, а также распространены там, где под современными морскими осадками залегают крупно- и среднезернистые пески более древнего возраста. Средняя мощность современных среднезернистых песков составляет 0,6 м, а максимальная вскрытая 3,7 и приурочена к центральной части месторождения. Мелкозернистые современные пески развиты также широко. Они занимают значительные участки в центре и на юге месторождения. Их мощности не превышают 1,0 м. В современных морских песках часто находится примесь гальки и гравия и обязательно в них присутствует детрито-раковинный материал (10—40 %), что понижает содержание

основного компонента песков SiO_2 до 58,32—80,26 %.

Тяжелая фракция морских песков сложена гранатом (до 50 %), ильменитом (до 14 %, лейкоксеном (до 13 %) магнетитом (до 15 %), а также рутилом, андалузитом, цирконом, дистеном, ставролитом, турмалином, биотитом, хлоритом, гидрослюдой. В легкой фракции кварца 94 %, полевых шпатов 3 и органического карбоната 2,0.

Из описываемых песков разного возраста наиболее перспективны посткарангатские аллювиальные и современные морские; для них на двух участках подсчитаны прогнозные запасы.

Первый участок удален от берега на 6 км и находится в центре месторождения Терновское-2 на глубинах 13,2—17,5 м. Площадь его 1,9 млн. м², средняя мощность песков 3,0 м, прогнозные запасы 5,6 млн. м³. Средневзвешенные значения гранулометрического состава песков характеризуются следующими величинами: M_k 1,42, содержания фракции более 0,63 мм составляет 12,7 %, фракции менее 0,14 мм — 7,2, а содержание глинистых и пылеватых частиц не превышает 1,82. Мощность вскрышных пород (ракушечников) изменяется от 0,0 до 0,5 м.

Второй участок находится несколько ближе к берегу, в пределах глубин моря от 11,5 до 14,0 м. Площадь его 1,6 млн. м², средняя мощность песков 2,3 м, прогнозные запасы составляют 3,7 млн. м³. Средневзвешенные гранулометрические параметры следующие: M_k 1,65, содержания фракции более 0,63 мм — 22,5 %, фракции менее 0,14 мм — 6,88, количество глинистых и пылеватых частиц не превышает 2,6 %. Вскрышных пород на участке практически нет.

Подсчет запасов проводился внутри контуров указанных участков с мощностью песков 2 м и более. Имеющиеся материалы по месторождению Терновское-2 позволяют утверждать, что простот запасов строительных песков при мощности 1—2 м может составить ориентировочно 8—10 млн. м³. В целом запасы строительных песков месторождения Терновское-2 предварительно оцениваются в 20 млн. м³.

Изученные пески месторождения Терновское-2 пригодны для изготовления бетонов, строительных растворов и устройства дорожных покрытий.

В настоящее время здесь Ильичевский морской торговый порт ежегодно добывает рефулированием порядка 1,2—1,3 млн. м³ строительных песков.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕРНОВСКОЕ-38

Месторождение расположено северо-восточнее Днестровского лимана, в 20 км от береговой линии. Ближайшие крупные населенные пункты — г. Ильичевск, г. Белгород-Днестровский и пос. Каролино-Бугаз. Площадь месторождения 2 км², глубины моря в пределах контура подсчета запасов изменяются от 14,8 до 16,5 м.

В районе месторождения и на сопредельных площадях шельфа скважинами вскрыты отложения сарматского, меотического, понтического и куяльницкого ярусов неогена, выше которых залегают четвертичные образования (рис. 7). На месторождении подсечены только отложения позднечетвертичного возраста — карангатские, посткарангатские, новозвксинские, древне- и новочерноморские (рис. 8).

Карангатские лиманские осадки на юге месторождения сложены песками и ракушечниками, а в центре — алевритами. Вскрытая их мощность не превышает 3 м. Отложения с морским комплексом фауны широко развиты в пределах месторождения и на соседних участках. К западу от месторождения карангатские образования слагают Днестровскую банку, где их мощность достигает 15,0 м.

В пределах месторождения карангатский горизонт представлен кварцевыми песками и алевритами с примесью детрито-раковинного материала, а также ракушечниками, нередко литифицированными. В районе месторождения общая мощность пород карангата достигает 7,0 м.

Посткарангатские аллювиальные отложения в районе месторождения выполняют пониженные формы рельефа морского дна, приуроченные к погребенным элементам долин древних рек и их притоков. Аллювий представлен песками и алевритами с незначительной примесью гравийно-галечного и детрито-раковинного материала. Абсолютные отметки кровли аллювиальных отложений изменяются от —19,5 до —24,0 м, мощность не превышает 3,5 м.

Русловые пески фациально замещаются пойменными песками и глинами.

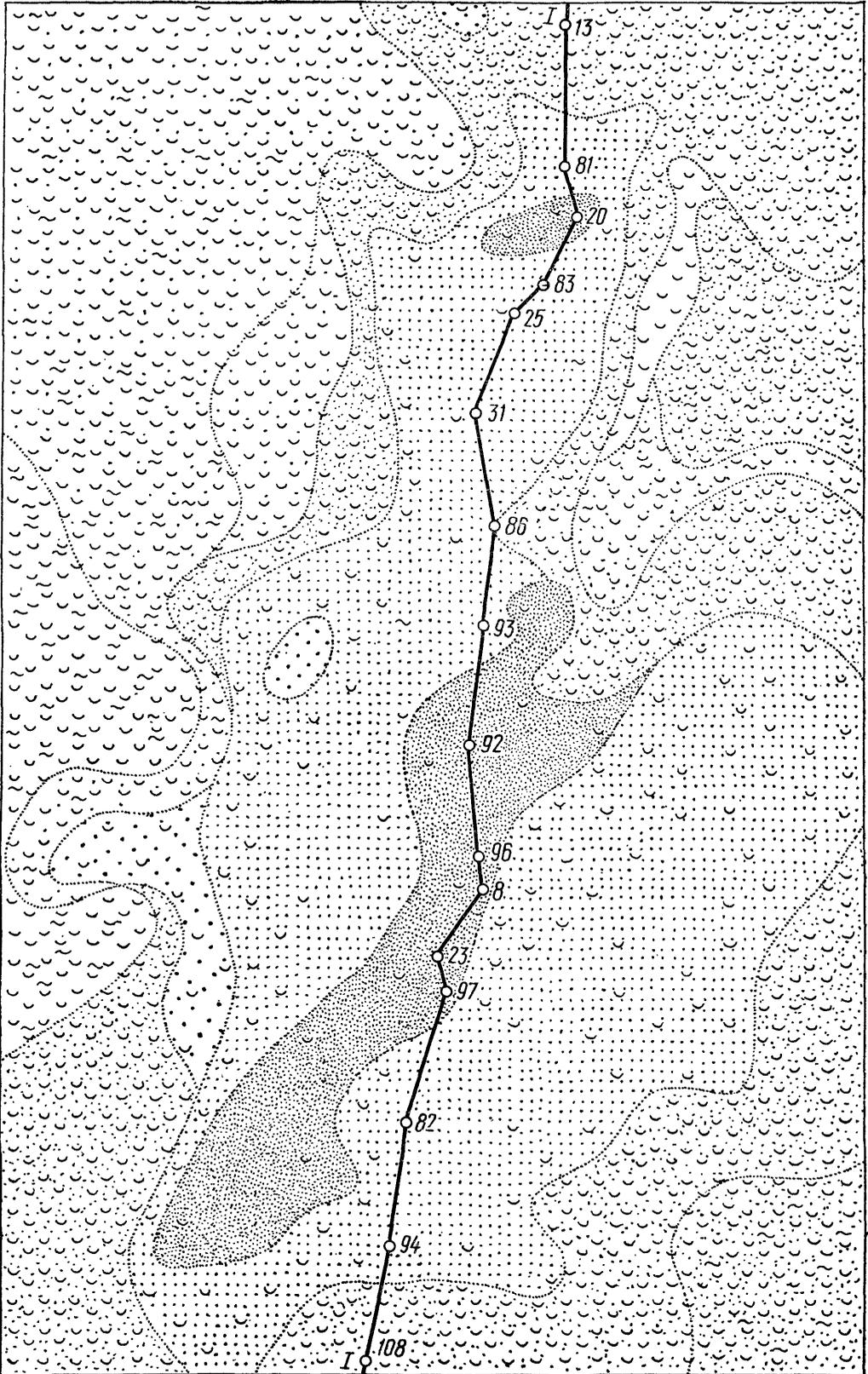
Речные отложения в пределах месторождения перекрываются субазральными — тяжелыми и средними суглинками, неоднородными, плохо сортированными, пылеватыми, лессовидного облика, с включением карбонатных стяжений, реже — алевритовыми глинами с примесью карбонатного материала.

Абсолютные отметки кровли субазральных образований изменяются от —16,5 до —19,5 м. Мощность их достигает 6,8 м. В районе месторождения поверхность суглинков имеет корытообразное понижение северо-восточного простирания шириной 0,5—1,5 км и протяженностью до 3,2. Именно к этому понижению и приурочена продуктивная толща песков новозвксинско-новочерноморского возраста. Новозвксинские лиманские отложения в пределах месторождения выполняют понижения в рельефе морского дна. Они залегают на посткарангатских суглинках и перекрываются древне- и новочерноморскими осадками. Новозвксинские отложения представлены ракушечниками, песками, алевритами и торфами. Абсолютные отметки их кровли изменяются от —15,5 до —20,5 м, мощность достигает 4,5 м.

Разрез четвертичных образований в пределах контура подсчета запасов строительных песков венчается современными морскими кварцевыми песками новочерноморского горизонта, мощность которых достигает 2—3 м.

Новозвксинские отложения в контуре подсчета запасов представлены в основном песками и очень редко — ракушечниками (мощность последних 0,1—0,3 м). Пески кварцевые средне- и мелкозернистые, хорошо и средне отсортированные, с примесью детрито-раковинного материала, изредка ракушечниковые. Мелкозернистые пески составляют 70 %, они содержат небольшую примесь детрито-раковинного материала (10—12 %). В среднезернистых песках детрито-раковинного материала значительно больше. Среднезернистые пески широко развиты в северо-восточной и юго-западной частях месторождения. Основными химическими компонентами новозвксинских песков являются SiO₂ (64, 14—85, 56 %) и CaO (5,6—16,8 %) (табл. 2).

В тяжелой фракции новозвксинских песков содержится (в %): ильменита 40, граната 35, турмалина 5,0, рутила и лейкоксена 3,5, циркона 3,0



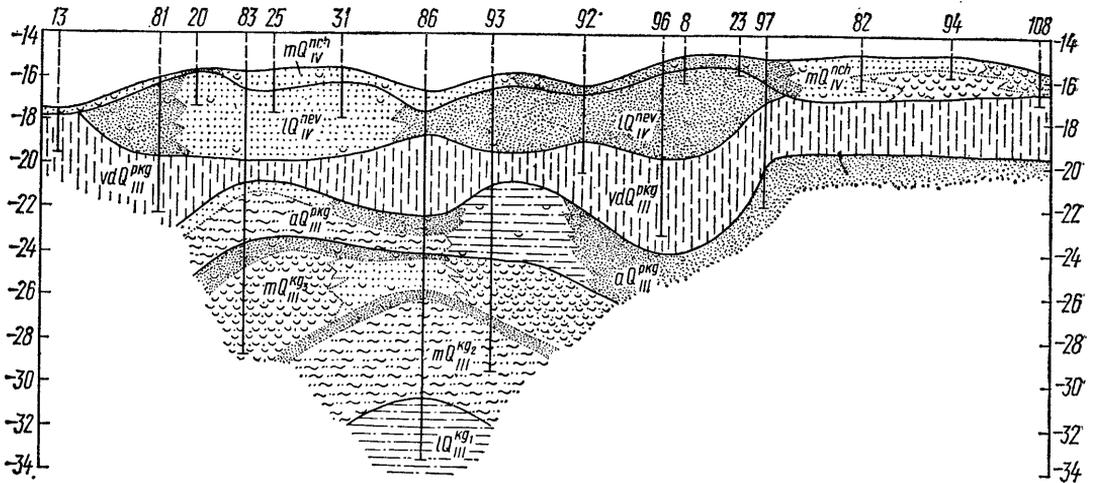


Рис. 8. Геологический разрез месторождения Терновское-38 по линии I-I.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

дистена 1,0, анатаза 0,5, ставролита 0,5, роговой обманки 0,55. Легкая фракция на 65 % состоит из кварца и на 35 из кальцита.

Современные (новочерноморские) пески месторождения Терновское-38 являются первым продуктивным горизонтом и слагают поверхность морского дна. Мощность их изменяется в широких пределах — от 0,05 до 2,5 м, в среднем не превышает 1,0.

Пески кварцевые, с примесью детритового материала, от мелко- до крупнозернистых, в различной степени сортированные. Помимо песков в составе современных морских отложений имеются ракушечники, незначительно развитые на севере месторождения (см. рис. 7).

Мелкозернистые пески составляют около 40 % общего объема современных морских песков, слагают два поля — на севере и на юге месторождения. Они встречены также в виде прослоев мощностью 0,1—0,6 м в толще средне- и крупнозернистых песков. Содержание детрито-раковинного материала в мелкозернистых песках составляет 10—25 %, изредка достигая 35—45.

Среднезернистые пески занимают 70 % площади месторождения. Они

Рис. 7. Геолого-литологическая карта месторождения Терновское-38.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3. Цифры на рисунке — номера скважин

обычно слагают верхнюю часть, а в отдельных случаях весь разрез морских осадков. Крупнозернистые пески образуют небольшое поле в центре месторождения, вне контура подсчета запасов. Они слагают верхние части разреза морских осадков, их мощность 0,1—0,2 м. Содержание детрито-раковинного материала в них достигает 45—50 %.

В тяжелой фракции новочерноморских песков содержится (в %): магнетита 32,0—41,0, граната 1,2—16,1, ильменита 1,7—15,9, лейкоксена 3,3—9,5, пирита 4,0—7,9, силлиманита 2,5—7,6, ставролита 3,4—5,7, дистена 2,2—3,2, биотита 1,8—2,9, турмалина 1,8—2,2, циркона 0,5—1,0, а также топаз, рутил, эпидот, хлорит, апатит, роговая обманка, гидрослюда. Легкая фракция сложена органоминеральным карбонатом с примесью кварца и редко — полевых шпатов. По химическому составу новочерноморские пески карбонатно-кварцевые (табл. 3).

По гранулометрическому составу новозвксинские пески более мелкозернистые, чем новочерноморские. Содержание слюдяных минералов в песках обоих продуктивных горизонтов не превышает 1,0 %, а сернистых соединений в пересчете на SO_3 не превышает 0,15, примесь органических соединений незначительна. По приведенным средним гранулометрическим показателям пески месторождения относятся к очень мелким (модуль крупности 1,4) или мелким (по содержанию фракции более 0,63 мм).

Разведочными работами в пределах месторождения выявлено поле строи-

Таблица 2. Химический состав песков месторождения Терновское-38, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64,14	85,56	83,24	81,42	84,20	56,06	72,70	76,08
Al ₂ O ₃	0,96	2,46	2,55	3,56	3,40	3,00	3,20	2,80
Fe ₂ O ₃	0,14	0,29	0,45	0,36	0,29	0,47	0,22	0,27
CaO	16,80	5,6	6,7	6,7	5,1	18,2	11,5	10,4
MgO	0,6	0,6	0,4	0,8	1,0	2,6	1,4	0,6
П.п.п.	16,0	4,6	6,3	6,8	5,6	19,0	10,3	9,4
Сумма	98,64	99,11	99,64	99,64	99,59	99,15	99,32	99,55

Примечание: 1—4 новозёвксинские пески: 1 — скв. 89 к, гл. 0,4—4,0 м; 2 — скв. 94 к, гл. 0,5—0,6 м; 3 — скв. 95 к, гл. 2,0—2,2 м; 4 — скв. 68 т, гл. 0,85—2,0 м; 5—8 — новочерноморские пески: 5 — скв. 60, гл. 1,8—1,9 м; 6 — скв. 68, гл. 0,0—0,6 м; 7 — скв. 76, гл. 1,3—2,0 м; 8 — скв. 93, гл. 0,0—0,2 м.

тельных песков сложной неправильной формы длиной до 4 км и шириной от 0,7 до 1,5. Качество и мощность песков подвержены значительным колебаниям: M_n изменяется от 1,0 до 1,9, мощность 0,5—3,0 м. Песчаное поле месторождения Терновское-38 было разбурено виброскважинами по сети 200×400 м, что позволило выделить участок строительных песков с мощностью не менее 2,0 м. Затем этот участок разбуривался колонковыми скважинами по сети 400×400 м. Бурение по этой сети позволило произвести подсчет запасов строительных песков по категории С₁.

Колонковые скважины, вошедшие в контур подсчета запасов, вскрыли пески на их полную мощность, достигающую 2—5 м. Средняя мощность полезного ископаемого в блоке 3,1 м. Площадь блока составляет 2 км², подсчитанные запасы 6,1 млн. м³. Макси-

мальная мощность вскрышных пород в блоке подсчета запасов равна 0,4 м и приурочена к северной части песчаного тела.

Перспективы прироста запасов песков месторождения Терновское-38 заключаются в освоении участков, лежащих за пределами контура подсчитанных запасов. Так, геологические построения позволили выделить в районе месторождения песчаное тело мощностью 1 м на общей территории 3,26 км² с запасами 1—2 млн. м³. Таким образом, общие запасы строительных песков месторождения Терновское-38 оцениваются в 9—10 млн. м³. Песок можно использовать для изготовления некоторых марок бетона, строительных растворов, балластного слоя железных и автомобильных дорог.

СЕРГЕЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в пределах Днестровского взморья, юго-западнее устья Днестровского лимана (рис. 9). Оно имеет неправильную форму, вытянуто вдоль береговой линии с северо-востока на юго-запад, длина его 6,5 км, ширина 0,5—3,5. Глубина моря в его пределах изменяется от 9,0 до 11,5 м. Северо-западная граница месторождения отстоит от берега на 0,5 км, мористая юго-восточная — на 4,0. Северо-восточная оконечность находится в 2,5—3,0 км от пос. Каролино-Бугаз.

Сергеевское месторождение изучалось в 1974—1976 гг. Одесской морской партией объединения Крымгеология в ходе общих поисков строительных песков на северо-западном шельфе Черного моря и в 1978—1981 гг. той же партией при проведении опытно-производственных работ по картированию шельфа.

Таблица 3. Гранулометрический состав песков месторождения Терновское-38 (средневзвешенные значения)

Песок	Размер фракции, мм			Модуль крупности	Объемный вес, г/см ³
	+0,63	-0,14	-0,05		
Новозёвксинские					
Мелкозернистый	8,25	10,69	1,39	1,24	1,40
Среднезернистый	16,05	6,08	1,21	1,59	1,45
Новочерноморские					
Мелкозернистый	9,45	7,78	1,25	1,35	1,42
Среднезернистый	12,05	5,35	1,29	1,74	1,40
Крупнозернистый	36,92	6,96	2,9	2,2	1,30
Среднее	11,80	8,75	1,33	1,40	1,41

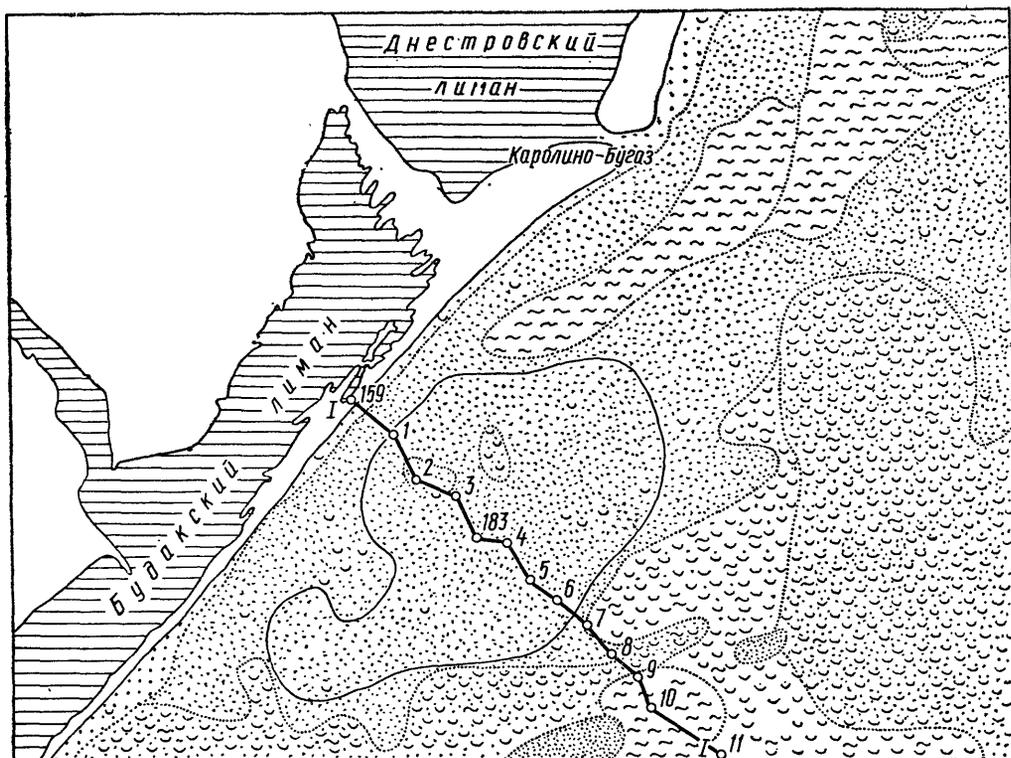


Рис. 9. Геолого-литологическая карта месторождения Сергеевское.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3. Цифры на рисунке — номера скважин

В геологическом строении месторождения принимают участие известняки и песчано-глинистые отложения верхнего плиоцена (кровля которых залегает на абсолютных отметках от $-25,7$ до $-37,1$ м), посткарангатский аллювий (разнозернистые пески с включениями гравия и гальки), а также новозевксинские, древне- и новочерноморские осадки. Положение кровли посткарангатского аллювия колеблется на отметках от $-9,5$ м до $-29,0$ м, мощность в прибрежной полосе достигает $18,5$ м. Выше залегают новозевксинские мелкоалевритовые илы и алевриты, древнечерноморские илы, новочерноморские илы и пески общей мощностью до $14,2$ м.

Продуктивным горизонтом месторождения являются новочерноморские пески, которые вместе с илами и ракушечниками слагают верхний слой осадков морского дна. Подошва этой толщи имеет абсолютные отметки от $-8,0$ до $-18,5$ м, а кровля соответствует изобатам глубин, развитым в пределах месторождения. Средняя мощность толщи современных (новочерноморских) от-

ложений в пределах месторождения составляет $5,0$ м (рис. 10).

Илы залегают в нижней части разреза отложений новочерноморского горизонта, их мощность изменяется от $0,5$ до $4,0$ м. Они мелкоалевритовые, текучие, общая карбонатность их $8,9-13,9\%$. Ракушечники образуют небольшие по площади поля на поверхности морского дна и линзы в толще песков, мощность их не превышает $0,5$ м. Пески продуктивной толщи мелкозернистые, кварцевые, с содержанием детрито-раковинного материала от 10 до 25% (по отдельным скважинам — до $40-45\%$). Максимальная мощность их в пределах месторождения $4,0$ м, средняя $2,8$.

В тяжелой фракции песков содержится (в %): ильменита $11,4-23,3$, лейкоксена $14,2-22,3$, магнетита $3,6-6,2$, рутила $0,2-3,1$, циркона $0,3-1,4$, дистена $0,2-2,1$, силлиманита $0,2-0,3$, ставролита $2,6-7,6$, граната $40,0-56,3$, турмалина $2,4-2,9$, биотита $1,1-2,6$. Кроме того, встречены единичные зерна топаза, гидрослюд, мусковита, эпидота, хлоритов, клиноцоизита, роговой обманки, брукита, торита. Легкая фракция сложена кварцем и органическим материалом, встречаются единичные зерна полевых шпатов.

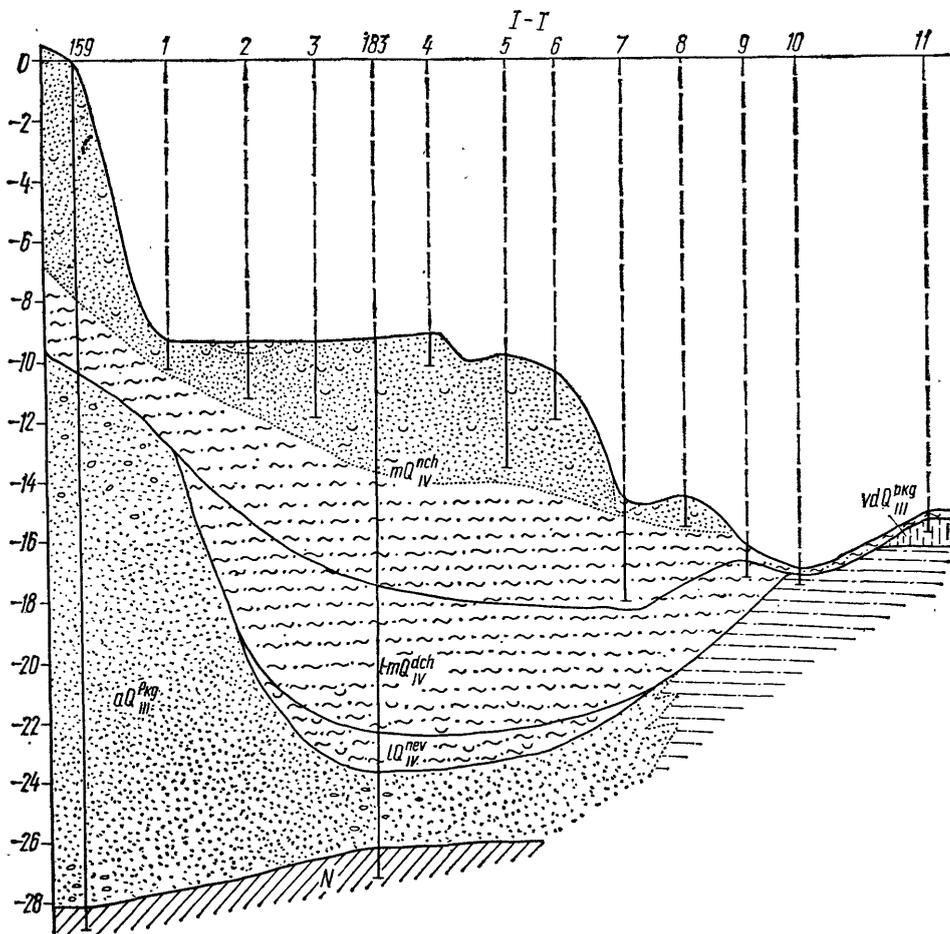


Рис. 10. Геологический разрез Сергеевского месторождения по линии I—I.
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

По результатам термического анализа глинистые минералы фракции менее 0,001 сложены гидрослюдами.

Химический состав современных морских песков характеризуется следующими основными компонентами (в %): SiO_2 78,20, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 1,36, Fe_2O_3 1,50, CaO 9,75, MgO 0,35, SO_3 0,10, п. п. п. 8,10.

Проведенными работами установлена площадь развития строительных песков, околонушен участок для последующих разведочных работ с мощностью песков не менее 1,0—1,5 м, определены их физико-механические свойства. В современных морских песках Сергеевского месторождения содержится 1,5—4,5 % основных компонентов глинистых и пылевидных частиц; фракция более 0,63 мм составляет 8,25—17,53, менее 0,14 мм — 2,65—13,8 %, а SO_3 —

не более 0,4 %; органического материала в них нет.

В настоящее время прогнозные запасы месторождения оцениваются в 40 млн. м³, из них 10—11 млн. м³ находятся мористее изобаты 10 м.

На Сергеевском месторождении Белгород-Днестровский порт с 1970 г. ежегодно добывает 0,8—0,9 млн. м³ строительных песков, используемых для изготовления обычного бетона, строительных растворов и пр.

Работами Черноморниипроекта и Одесского университета в 70-х годах установлено, что переноса мелко- и даже среднезернистых песков на глубинах моря 7—8 м практически нет. Это утверждение основано на изучении скоростей придонных течений на поперечном профиле подводного склона. Исследованиями установлено, что глубже 7—8 м скорости придонных течений не превышают 0,08—0,012 м/с. На основании этого можно утверждать, что разработка Сергеевского месторожде-

ния глубже 9,0 м не окажет отрицательного влияния на прибрежные участки суши.

АЛИБЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Алибейское месторождение строительных песков расположено к юго-западу от устья Днестровского лимана и южнее оз. Алибей (см. рис. 3). Оно имеет саблевидную форму (рис. 11). Длина месторождения 28,5 км, ширина 0,75—6,5, площадь составляет 109 км². Глубины моря в пределах месторождения изменяются от 13,5 до 22,5 м. Северная оконечность Алибейского месторождения отстоит от пос. Каролино-Бугаз на 35 км, центральная часть — на 45, наименьшее расстояние до береговой линии 16 км.

В административном отношении месторождение расположено на акватории моря, примыкающей к Белгород-Днестровскому и Татарбунарскому районам Одесской области. Ближайшим населенным пунктом является пос. Каролино-Бугаз.

Впервые месторождение обследовалось объединением Крымгеология (Одесская морская партия) при проведении общих поисков на морские строительные пески в 1974—1976 гг. Были подсчитаны ориентировочные запасы строительных песков — 55,4 млн. м³.

В геологическом строении Алибейского месторождения морских строительных песков участвуют постчаудинские и посткарангатские аллювиальные и субаэральные образования, а также новозвксинские, древне- и новочерноморские осадки (рис. 12).

Постчаудинские аллювиальные отложения вскрыты в северной части месторождения, где их кровля залегает на абсолютных отметках около —20,0 м. Представлены алевритами со вскрытой мощностью до 3,5 м и перекрываются посткарангатскими аллювиальными образованиями. К юго-западу от месторождения (скв. 1 г) постчаудинские разнозернистые пески с включениями гравия и гальки мощностью 1,4 м подстилаются сарматскими глинами неогена, вскрытыми на глубине — 41,7 м.

Посткарангатским аллювием в пределах месторождения на юге и в северной его части сложены поля площадью

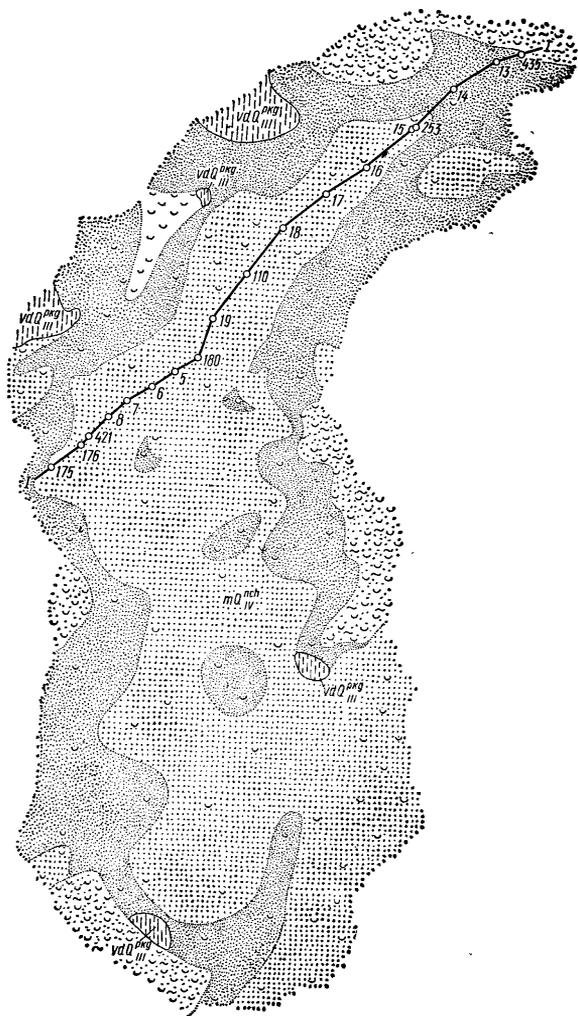


Рис. 11. Геолого-литологическая карта Алибейского месторождения.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3. Цифры на рисунке — номера скважин

от 2,0 до 6,0 км². Кровля посткарангатских аллювиальных отложений находится на абсолютных отметках от —17,5 до —23,0 м. На севере месторождения их полная мощность составляет 2,5 м, а юго-западнее его достигает 14,2, где аллювий представлен мелко- и среднезернистыми песками, перекрытыми лессовидными суглинками. В пределах месторождения посткарангатские аллювиальные отложения в основном сложены алевритами, выше которых залегают субаэральные суглинки, новозвксинские и новочерноморские пески.

Субаэральные посткарангатские образования занимают всю площадь месторождения, за исключением участков развития посткарангатского аллювия.

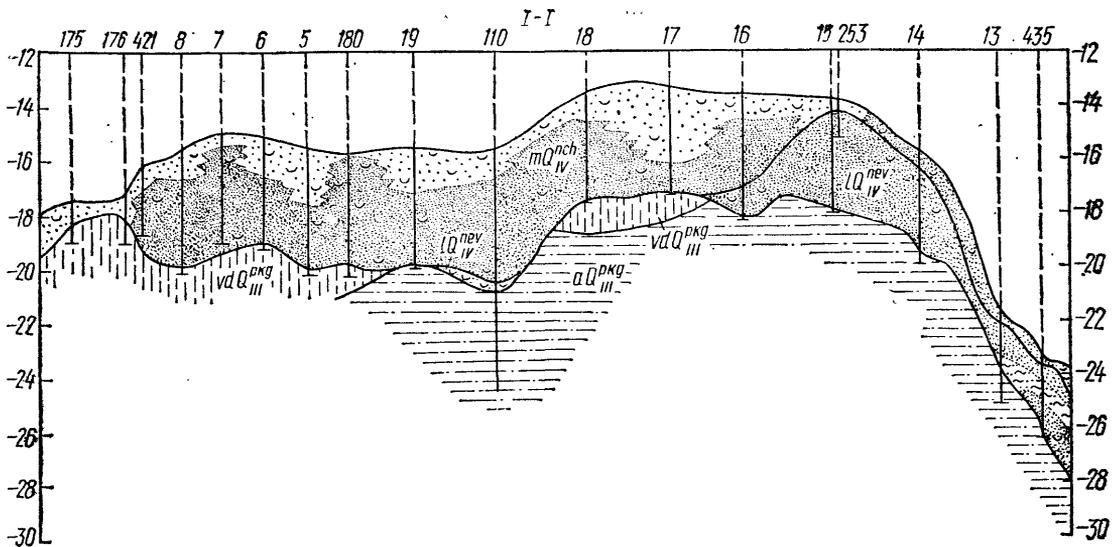


Рис. 12. Геологический разрез через Алибейское месторождение по линии I—I. Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

Это главным образом суглинки, редко — супеси, пески и глины. Все породы вместе с аллювиальными отложениями образуют ложе продуктивной песчаной толщи месторождения. Абсолютные отметки кровли субаэральных образований колеблются от $-17,5$ до $-23,5$ м, обычно от $-18,0$ до $-20,0$ м, вскрытая мощность достигает $7,3$ м. Суглинки перекрываются современными (новочерноморскими) морскими и новоэвксинскими осадками; последние развиты в виде отдельных полей в центральной и северной частях месторождения (см. рис. 11).

Новоэвксинские отложения являются нижним продуктивным горизонтом Алибейского месторождения. На севере они слагают песчаное аккумулятивное тело площадью $12-13$ км² и мощностью до $3,6$ м. В центральной и южной частях месторождения новоэвксинские отложения развиты на отдельных полях общей площадью до $5-6$ км². Здесь их мощность не превышает $1,0$ м, они сложены песками, изредка — ракушечниками. Кровля новоэвксинских отложений находится на абсолютных отметках от $-14,2$ м на севере до $-23,5$ на юге месторождения. Пески мелкозернистые, кварцевые, иногда с примесью алеврита и детрито-раковинного материала. Содержание раковинного детрита в песках обычно составляет $5-25$ %, редко достигает 50 . Сорти-

ровка новоэвксинских песков чаще всего хорошая.

Содержание фракции более $0,63$ мм изменяется от $0,90$ до $22,22$ %, фракции менее $0,14$ мм от $12,6$ до $16,2$, глинистых и пылеватых частиц $1,0-1,3$ %; M_k $1,05-1,2$. В некоторых разновидностях песков содержания основных компонентов могут несколько отличаться от приведенных значений (табл. 5).

Новоэвксинские пески относятся к группе очень мелких, тяжелых, с объемной массой 1400 кг/м³. Они не имеют посторонних засоряющих примесей, в том числе органического происхождения, содержание сернистых соединений не превышает $0,15$ % (табл. 4). Тяжелой фракции в новоэвксинских песках $0,2-0,3$ %. Она сложена главным образом гранатом, турмалином, цирконом, дистеном, ставролитом, роговой обманкой, ильменитом, рутилом, лейкоксеном и анатазом.

Современные (новочерноморские) отложения в пределах месторождения повсеместно слагают поверхность морского дна. Мощность их не превышает 6 м. Представлены они песками и ракушечниками. Ракушечники развиты в средней и нижней частях разреза, в основном на южном участке месторождения, где их мощность не превышает $3,5$ м. В них содержится $40-50$ % примеси песка.

Новочерноморские пески являются верхним и основным продуктивным горизонтом Алибейского месторождения. Они кварцевые, мелко- и среднезерни-

Таблица 4. Химический состав погортвксинских песков Алибейского месторождения, %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	86,40	86,24	89,02	88,91
Al ₂ O ₃	1,92	1,60	1,31	1,92
Fe ₂ O ₃	1,68	0,50	0,58	0,48
CaO	5,08	5,18	3,26	3,54
MgO	0,35	0,48	0,25	0,20
SO ₃	0,11	0,15	0,09	0,12
П.п.п.	4,41	4,09	3,90	3,78
Сумма	99,95	98,49	98,42	98,95

Примечание: 1 — скв. 4, гл. 3,4—3,5 м; 2 — скв. 277, гл. 0,3—1,3 м; 3 — скв. 343, гл. 0,5—2,0 м; 4 — скв. 359, гл. 1,0—2,4 м.

стые (см. табл. 5), с примесью детрито-раковинного материала, плохо и умеренно сортированные. Более крупнозернистые приурочены к верхней части песчаной толщи. Основной объем (70—80 %) песчаной толщи новочерноморского возраста слагают мелкозернистые пески мощностью до 5 м; средне- и крупнозернистые пески мощностью 0,1—2,8 м — в подчиненном количестве. Крупность песков обычно возрастает с увеличением содержания детрито-раковинного материала.

Тяжелая фракция новочерноморских песков состоит из магнетита, граната, ильменита, лейкоксена, пирита, рутила, анатаза, глауконита, халькопирита, оксидов железа, биотита. В легкой фракции преобладают кварц и органический карбонат. Эти два компонента являются основными составными частями химического состава песков в виде SiO₂ и CaO (табл. 6).

Общая площадь Алибейского месторождения равна 109 км²; мощность песков 3—5 м, в среднем 3,4 м. Подсчитанные прогнозные запасы строительных песков по месторождению составляют 368,4 млн. м³, из них по категории С₂ 31,7 млн.

Пески Алибейского месторождения имеют следующие средневзвешенные характеристики: M_K 1,41; содержания фракции более 0,63 мм — 12,23 %, менее 0,14 мм — 5,76; глинистых и пылеватых частиц 1,18 %.

Работами объединения Крымгеология установлено, что в процессе рефулирования происходит отмыв фракций менее 0,14 мм, в связи с чем увеличивается M_K на 0,1—0,2 и можно ожидать, что при добыче способом рефули-

рования он будет равен 1,5—1,6. Пески Алибейского месторождения пригодны для бетона, строительных растворов и устройства дорожных покрытий. Следует отметить, что ракушка составляет пятую часть объема месторождения — 75 млн. м³. Это исходное сырье для производства строительной извести, крупы ракушечниковой для подкормки птицы, муки для известкования почвы, производства оконного и тарного стекла, для нужд сахарной промышленности.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОДЕССКАЯ БАНКА

Это крупнейшее месторождение строительных песков на шельфе Украины. Оно расположено в 20 км к востоку от г. Одессы, его протяженность 37—40 км, ширина 10,5—14,0 (в пределах 10-метровой изобаты на севере и 15-метровой — на юге), площадь 400—410 км².

Изучение Одесской банки с целью выявления строительных песков началось в первой половине 60-х годов Черноморниипроектом. Наиболее полно оценить пески удалось после проведения площадных поисков и геолог-съёмочных работ в 1973—1978 гг. (объединение Крымгеология, Институт геологических наук АН УССР). Съёмочные работы с применением колонкового бурения, выполненного НИС «Геохи-

Таблица 5. Гранулометрический состав песков Алибейского месторождения (средневзвешенные значения)

Содержание ракушки, %	Размер фракции, мм			M _K
	+0,63	-0,14	-0,05	
Новоэвксинские (мелкозернистые)				
До 50	5,12	10,92	1,02	1,08
До 25	3,23	9,2	1,0	1,20
До 5	2,32	8,98	1,06	1,05
Новочерноморские (мелкозернистые)				
До 50	17,02	5,50	1,32	1,54
До 25	8,81	6,14	1,04	1,26
До 5	2,48	5,71	0,97	1,05
Новочерноморские (среднезернистые)				
До 50	14,61	4,19	1,02	1,50
До 25	9,93	4,85	1,09	1,34

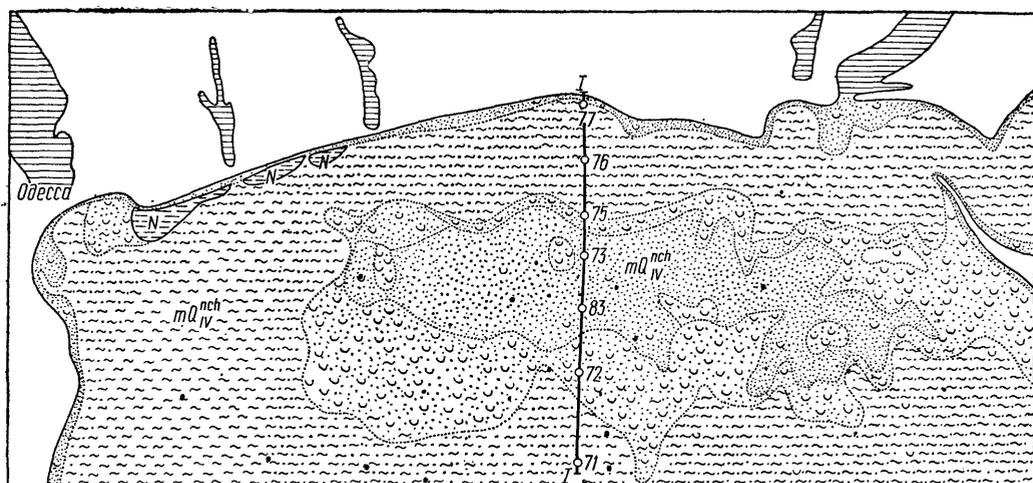


Рис. 13. Геолого-литологическая карта месторождения Одесская банка.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

«Геохимик», позволили получить достоверные данные по геологии на всю мощность слагающих ее отложений.

Одесская банка в рельефе морского дна четко прослеживается в очертаниях 10-метровой изобаты, подчеркивающей подводный прибрежный бар длиной 40—45 км широтного простирания — от Кинбурнской косы на востоке до меридиана с. Григорьевки на западе. Ширина банки в пределах этой изобаты составляет 8—10 км. Банка отделена от берега желобом шириной 4—9 км и глубиной 10—18 м, причем увеличение глубин в желобе происходит с востока на запад, в направлении понижения уклона русла протекавшего здесь палео-Днепра. В поперечном сечении рельеф банки имеет асимметричное строение: южный склон пологий, с постепенным уменьшением глубин от

10 до 20 м, северный — крутой, почти с обрывистым уступом вдоль прибрежного желоба, иногда этот уступ имеет вид гребня, над которым глубина моря составляет 5,8—9,8 м.

Поверхность месторождения Одесская банка образуют в основном пески и ракушечники. Последние представлены обширными полями в восточной части месторождения и на южном склоне (рис. 13). Глубже 10-метровой изобаты на востоке и 20-метровой изобаты на западе склон выстилают алевроитоглинистые илы. Глинистые и алевроитоглинистые илы развиты также севернее Одесской банки — в прибрежном желобе, который со стороны берега окаймляет узкая полоса песков пляжа.

В основании месторождения Одесская банка залегают преимущественно глины и известняки верхнесарматского и меотического ярусов неогена. К северу от него в виде отдельных пятен и прерывистых полос встречаются понтийские известняки и кюальницкие пе-

Таблица 6. Химический состав новочерноморских песков Алибейского месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	92,54	74,51	41,62	41,50	62,58	58,14	72,74	59,49
Al ₂ O ₃	1,30	2,46	0,53	0,71	0,95	0,21	0,24	0,40
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,35	1,20	0,32	0,29	0,30	0,39	0,41	0,35
CaO	2,77	11,55	30,10	30,07	19,32	20,76	13,55	20,34
MgO	0,63	0,37	0,35	0,78	0,34	0,38	0,18	0,38
SO ₂	0,07	0,12	0,10	0,09	0,10	0,20	0,05	0,07
П.п.п.	1,88	9,85	25,15	25,41	15,71	17,12	11,21	16,94
Сумма	99,54	100,06	98,17	98,85	99,30	97,20	98,38	97,97

Примечание. 1 — скв. 254, гл. 0,75—2,0 м; 2 — скв. 8 к, гл. 3,4—3,5 м; 3 — скв. 165, гл. 0,0—0,5 м; 4 — 8 — скв. 334, гл. 0,8—1,6 м; 9 — скв. 10 к, гл. 0,0—0,1 м; 10 — скв. 350, гл. 0,0—2,1 м; 11 — скв. 3 к, гл. 0,0—0,1 м; 16 — скв. 126, гл. 0,0—0,7 м; 17 — скв. 336, гл. 0,0—1,7 м.

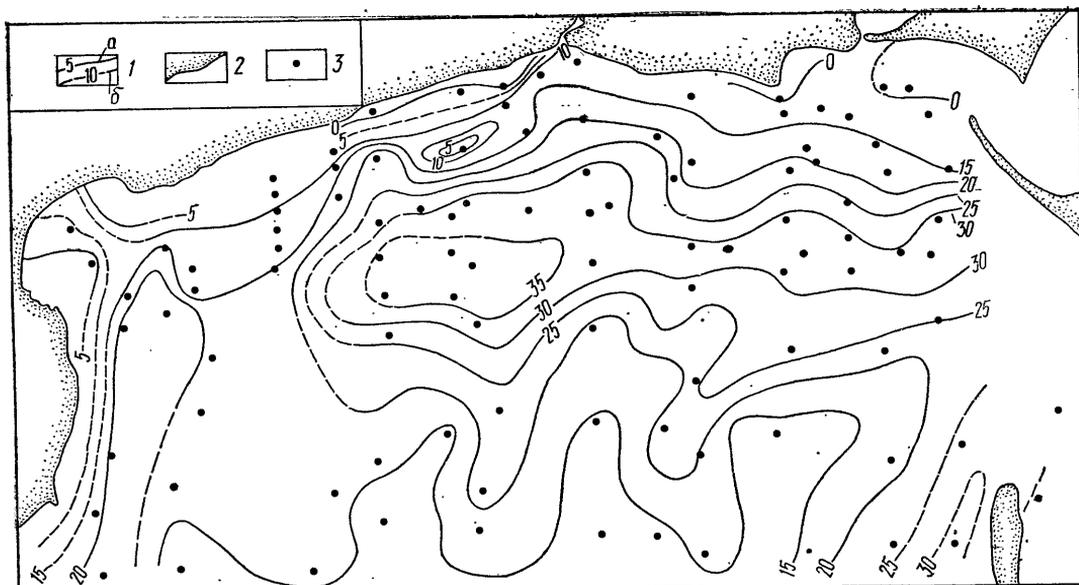


Рис. 14. Карта равных мощностей песков района Одесской банки:

1 — изопачиты: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — береговая линия; 3 — скважины колонкового бурения

ски. На южном склоне месторождения и в районе дистального окончания Тендровской косы обнаружены песчаники, алевроиты и глины киммерийского яруса. Поверхность неогеновых отложений имеет эрозионный характер, обусловленный почти сплошным площадным развитием базального горизонта в виде скопления обломков песчаников, известняков и кристаллических пород. Кровля неогена в пределах Одесской банки залегает на абсолютных отметках — (37,9—45,0) м, достигая в западной части — 53,0 м.

Тело месторождения слагают верхнеплейстоценовые и голоценовые от-

ложения мощностью 25—40 м (рис. 14). Вся эта толща четвертичных образований имеет посткарангатский возраст. Суммарная установленная мощность разнофациальных песков в пределах Одесской банки составляет от 20 до 36 м, фактически их максимальная мощность около 40 м. Самые значительные мощности песков (более 25 м) приурочены к контуру 10-метровой изобаты, уменьшаясь до 20 м на северном склоне восточной части месторождения и в районе дистального окончания Кинбурнской косы. Между 10- и 20-метровыми изобатами на южном склоне Одесской банки мощности песков 18—30 м, а глубже 20-метровой изобаты — 12,2—22,3. Севернее 10-метровой изобаты вдоль Одесской банки, как отмечалось, развит прибрежный желоб с глубинами 14—18 м, в кото-

9	10	11	12	13	14	15	16	17
68,78	68,32	73,12	78,62	74,30	81,92	81,52	83,42	76,93
1,32	0,22	1,24	1,42	1,85	1,78	1,17	1,28	0,89
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,68	0,38	0,56	1,76	1,00	1,32	1,00	0,50	0,41
15,54	15,96	12,71	9,51	12,18	7,91	8,43	7,17	11,03
0,35	0,25	0,76	0,35	0,33	0,35	0,28	0,42	0,30
0,09	0,05	0,10	0,07	0,08	0,07	0,09	0,13	0,05
13,05	12,88	11,18	7,97	10,27	6,71	7,12	5,89	8,73
99,81	98,06	99,17	99,70	100,01	100,06	99,61	98,81	98,34

скв. 168, гл. 0,0—2,5 м; 5 — скв. 173, гл. 0,0—1,0 м; 6 — скв. 246, гл. 0,0—1,6 м; 7 — скв. 322, гл. 0,1—2,4 м
12 — скв. 6 к, гл. 0,0—0,1 м; 13 — скв. 11 к, гл. 0,0—0,1 м; 14 — скв. 12 к, гл. 0,0—0,1 м; 15 — скв. 25 к, гл. 0,0—

Таблица 7. Гранулометрический состав аллювиальных песков месторождения

Скважина	Глубина, м	Размер Фрам									
		>2,5	2,5—2	2—1,25	1,25—1	1—0,8	0,8—0,63	0,63—0,5	0,5—0,4	0,4—0,315	0,315—0,25
54	31,0	—	0,17	0,10	0,11	0,06	0,70	0,10	1,46	5,43	16,41
54	34,5	0,78	0,99	2,56	3,85	1,76	8,50	0,77	4,70	8,20	11,51
56	26,7	—	0,01	0,06	0,09	0,07	1,51	0,34	5,55	16,76	20,44
56	30,0	2,70	1,87	6,38	10,75	5,91	36,29	1,93	14,50	9,70	5,26
72	21,3	—	—	—	0,08	0,01	0,78	0,25	4,38	8,27	11,30
72	24,3	2,28	0,89	2,05	3,23	1,21	18,31	3,38	23,42	17,87	11,12
73	30,1	—	—	—	0,10	0,12	9,44	1,28	11,33	25,84	14,70
73	31,3	0,14	0,23	1,02	2,78	1,79	16,44	1,90	11,81	16,90	15,52
75	25,0	—	0,09	0,59	0,56	0,19	3,47	0,61	6,54	14,05	16,74
83	32,7	0,18	0,13	0,49	1,08	0,72	3,26	0,46	9,75	30,53	9,21
83	34,5	18,41	4,24	12,08	12,47	4,53	17,30	0,88	3,36	2,20	1,27

ром мощность песков изменяется от 1,9 до 21,5 м. На береговом склоне этого желоба, на отметках глубин 10 м и менее, мощность песков колеблется от 0,0 до 14,7 м, при этом максимальные значения ее приурочены в прибрежной полосе к приустьевым участкам некоторых лиманов (Бережанского, Тилигульского и др.). Следует отметить, что если на севере и западе Одесской банки простирание изопахит песчаной толщи совпадает с конфигурацией изобат, то на южном склоне такой зависимости не наблюдается, и на первый план выступает прямая зависимость между мощностью песков и глубиной эрозионных врезов на неогеновом основании.

В кровле месторождения Одесская банка развиты в основном пески, а также другие литологические разновидности осадков (см. рис. 13). Пески распространены на поверхности месторождения преимущественно в пределах контура минимальных изобат (6,4—10 м), а также на его южном склоне на глубинах 12,5—16,8 м. Южнее 20-метровой изобаты в этом районе пески залегают под покровом илов и алевритов мощностью 0,9—8,6 м, а в районе дистального окончания Тендровской косы при глубине моря 12,8—18,1 м — под слоем илов и алевритов мощностью 1,9—7,0 м. В прибрежном желобе пески залегают под илистыми осадками мощностью от 3,1 до 20,0 м. Мощная толща илов (12,2—15,6 м) покрывает пески близ дистального окончания Кинбурнской косы при глубинах моря 7,9—9,5 м. Вдоль северного побережья покровные осадки имеют мощность 0,4—1,2 м, а в районе устья Тилигульского лимана 12,0—13,2 м.

Разрез четвертичных отложений месторождения Одесская банка по простиранию заметно меняется. В восточной части его (в полосе между меридианами, проходящими через о-в Березань и дистальные окончания Кинбурнской и Тендровской кос) среди песков встречаются прослой алеврита, мелко-алевритовых илов и глины мощностью от 0,4 до 7,0 м, залегающие на абсолютных отметках — (25,0—32,0) м. В центральной и западной частях банки разрез песчаной толщи более однороден, особенно в районе гребня, однако на северном склоне и западной окраине в песках находятся прослой торфа небольшой мощности (0,1—0,3 м), алевритов (1,4—1,8 м) и илов (0,4—1,7 м), приуроченные в основном к верхам месторождения (рис. 15).

В основании месторождения залегают посткарангатские аллювиальные пески, которые вверх по разрезу переходят в алевриты и илы. Такой разрез характерен для восточной части Одесской банки, ее склонов и вдольберегового желоба. Мощность аллювиальных отложений на западе Одесской банки достигает 15 м (в среднем 6—9 м), на востоке 18,5 (в среднем 15 м), при этом мощность песков составляет 3—14,8 м. В южной части аллювиальной толщи залегают гравелитистые пески мощностью 3—4 м. В них находятся галька и обломки известняка, песчаника, гранита, полевых шпатов и кварца размером до 3—5 см. Содержание гравийно-галечного материала в песках фракции более 1 мм обычно составляет 5—25 %, в отдельных скважинах 54—59 наряду со значительным содержанием (7,8—24,9 %) пылеватых и глини-

Одесская банка, %

пшм, мм										M _d	S ₀
0,25— 0,2	0,2— 0,16	0,16— 0,125	0,125— 0,1	0,1— 0,08	0,08— 0,063	0,063— 0,05	0,05— 0,04	0,04— 0,01	<0,01		
31,15	21,80	7,36	7,13	3,05	1,15	0,52	0,62	0,48	2,14	0,201	1,23
7,50	6,05	14,09	16,00	7,89	2,05	0,50	0,28	0,18	1,85	0,223	1,81
20,85	17,21	6,26	6,65	2,13	0,44	0,42	0,20	0,27	0,74	0,259	1,32
1,55	1,33	0,71	0,60	0,12	0,02	0,02	0,01	0,01	0,34	0,613	1,26
20,77	25,59	13,01	11,26	2,78	0,48	0,20	0,14	0,10	0,60	0,197	1,27
4,50	0,75	0,40	0,38	0,18	0,18	0,19	0,25	0,89	8,51	0,420	1,48
14,92	7,20	7,04	5,41	1,80	0,42	0,09	0,06	0,03	0,22	0,311	1,36
10,09	7,52	6,79	4,79	1,25	0,24	0,14	0,15	0,17	0,33	0,338	1,51
12,16	5,75	3,60	5,03	8,41	5,56	6,80	3,94	1,93	3,98	0,212	1,98
15,23	10,98	8,81	7,24	0,88	0,39	0,04	0,08	0,01	0,50	0,298	1,36
2,06	0,97	0,42	0,44	0,16	0,14	0,09	0,13	0,30	18,54	0,803	2,32

стых частиц (фракция менее 0,1 мм) (табл. 7). Выше крупность песков заметно уменьшается, они становятся преимущественно средне- и мелкозернистыми. В общем M_K аллювиальных песков изменяются от 1,5 до 2,5 и более.

В тяжелой фракции аллювиальных песков определены ильменит, циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, апатит, дистен, силлиманит, ставролит, гранат, турмалин, шпинель, сфен, эпидот, амфиболы, пироксены, гидрогетит, пирит, глауконит. Легкая фракция представлена кварцем, полевыми шпатами, кальцитом и опалом.

Аллювиальные пески Одесской банки в основном кварцевые, с незначительной примесью глинистых частиц и карбонатного вещества. Содержание

SiO₂ в них составляет 92,86—96,5, редко 72,78, Al₂O₃ 1,90—9,48, CaO 0,14—2,79 % (табл. 8).

Выше аллювиальных отложений залегают чашка песков мощностью 15—20 м без четких признаков фациальной принадлежности. Обычно их в литературе называют золовыми, но это не совсем верно, так как своим происхождением они обязаны в основном выносам рек; золовые же факторы при переработке песков в прибрежной зоне моря играли подчиненную роль. Поэтому их правильнее называть песками субаэральными, включая в это понятие пески пляжа и прибрежных дюн. Пески, как правило, не содержат фаунистических остатков, за исключением мелкого детрита, что и послужило основанием для отнесения их к золовым.

Таблица 8. Химический состав аллювиальных и субаэральных песков месторождения Одесская банка, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	96,48	96,05	96,50	96,53	92,86	93,43	95,71	93,30
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,02	0,19	0,24	0,04	0,24
Al ₂ O ₃	1,47	1,99	1,49	1,90	1,34	1,77	0,43	1,72
Fe ₂ O ₃	0,20	0,27	0,22	0,20	0,03	0,30	Следы	Следы
FeO	0,21	0,21	0,07	0,21	1,40	1,08	2,23	1,80
MnO	Следы	Следы	Следы	Следы	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	0,42	0,24	0,12	0,28	0,33	0,41	0,33	0,37
CaO	0,21	0,29	0,14	0,14	1,14	0,70	0,57	0,57
Na ₂ O	0,27	0,27	0,27	0,27	0,22	0,26	0,05	0,26
K ₂ O	0,33	0,48	0,40	0,38	0,53	0,65	0,19	0,60
P ₂ O ₅	—	Следы	—	0,01	0,03	0,04	0,02	0,05
SO ₃	0,05	0,05	0,07	0,05	—	—	0,11	0,06
CO ₂	0,28	0,07	0,21	0,21	—	—	—	—
H ₂ O	0,13	0,10	0,12	0,04	0,38	0,24	0,10	0,08
П.п.п.	0,24	0,37	0,19	0,10	1,13	0,56	0,12	0,68
Сумма	100,34	100,45	99,86	100,34	99,60	99,81	99,92	98,76

Примечание. 1—субаэральный песок, скв. 18, гл. 10,2 м; 2—9—аллювиальные пески: 2—скв. 18, гл. 19,8 м; 3—скв. 18, гл. 25,1 м; 4—скв. 18, гл. 30,1 м; 5—скв. 21, гл. 14,4 м; 6—скв. 21, гл. 18,6 м; 7—скв. 21, гл. 22,6 м; 8—скв. 21, гл. 23,0 м.

Таблица 9. Гранулометрический состав субаэральных песков месторождения

Скважина	Глубина, м	Размер фрак								
		2-1,25	1,25-1	1-0,8	0,8-0,63	0,63-0,5	0,5-0,4	0,4-0,315	0,315-0,25	0,25-0,2
54	26,0	—	—	0,02	0,21	0,09	1,12	4,90	12,88	23,43
54	27,0	—	—	0,01	0,28	0,13	3,02	23,46	23,91	16,62
56	13,2	—	0,04	0,05	1,07	0,19	2,66	7,07	14,21	30,19
56	17,9	—	0,08	0,09	0,20	0,01	0,09	0,45	2,67	10,18
72	9,0	0,04	0,11	0,08	1,60	0,22	3,29	10,68	12,57	19,84
72	16,7	—	—	0,02	0,96	0,29	3,67	9,07	16,96	36,77
73	10,5	0,04	0,17	0,11	1,28	0,16	2,73	6,09	13,28	29,43
73	15,6	—	—	0,39	5,32	0,81	5,60	14,13	14,86	29,74
83	12,5	—	0,02	0,05	1,48	0,21	3,38	9,94	12,71	26,77
83	15,2	0,01	0,10	0,13	2,31	0,35	3,54	12,86	17,48	≥7,63

Однако, как было установлено в западной части Одесской банки (скв. 54, 55), в песках содержится значительное количество мелких форм *Corbula mediterranea*, свидетельствующих, что формирование значительной части песков происходило в морских условиях.

Субаэральные пески кварцевые по составу, в основном мелкозернистые ($M_d = 0,15 - 0,24$ мм), хорошо сортированные ($S_0 = 1,29 \div 1,48$), практически не содержат частицы крупнее 1 мм и мельче 0,01 мм (табл. 9).

В тяжелой фракции субаэральных песков содержатся циркон, ильменит, дистен, гранат, рутил, ставролит, тур-

малин, силлиманит, анатаз, андалузит, энидот, амфиболы, пироксены, апатит, хлорит, монацит, шприт. В легкую фракцию входят кварц (97—98 %), кальцит и слюды. Основными химическими компонентами песков являются SiO_2 (96,48 %), Al_2O_3 (1,47 %), Fe_2O_3 (0,20 %) (см. табл. 8).

Поверхность месторождения Одесская банка покрыта чехлом лиманно-морских отложений новозвксинского, древне- и новочерноморского возраста мощностью 0,1—8,2 м (см. рис. 15). Повышенные мощности этих отложений отмечаются локально как на гребне, так и на южном склоне месторожде-

Таблица 10. Гранулометрический состав лиманно-морских песков месторождения Одесская банка

Скважина	Глубина, м	Размер фракции, мм							M_d	S_0
		>2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	< 0,05		
Новочерноморские										
3	8,9-9,1	—	30,6	4,22	8,54	22,00	15,4	19,24	0,205	4,14
3	9,8	—	17,16	2,4	4,8	42,96	14,84	17,84	0,160	1,78
6	6,8-7,0	7,5	4,51	3,49	10,42	69,76	3,42	0,9	0,197	1,38
6	7,4-7,6	17,93	6,42	4,02	17,88	51,10	2,22	0,43	0,242	2,05
18	0,0-0,1	6,60	3,40	4,60	14,57	66,30	3,15	1,38	0,205	1,47
35	8,5-9,2	9,68	5,59	7,39	26,02	46,01	4,49	0,82	0,242	1,69
39	12,5-12,7	2,47	3,1	3,9	25,04	53,49	9,32	2,68	0,205	1,59
Древнечерноморские										
6	8,8-9,0	4,28	1,42	0,83	14,63	77,02	1,62	0,2	0,198	1,29
6	10,0	11,39	9,6	5,3	8,95	48,81	14,26	1,68	0,205	2,24
35	10,5	0,07	1,40	3,62	40,5	50,37	3,82	0,22	0,235	1,49
35	11,0	0,12	1,92	8,35	41,08	43,59	4,74	0,2	0,262	1,54
Новозвксинские										
3	12,6	0,8	0,39	0,19	7,14	79,1	10,55	1,83	0,168	1,34
6	15,2	0,02	0,92	10,62	42,05	43,39	2,87	0,13	0,275	1,52
6	19,0	—	0,11	1,81	20,53	72,59	4,59	0,37	0,190	1,29
7	19,5	0,4	0,2	1,89	23,56	68,90	4,8	0,25	0,198	1,35
7	24,0	Следы	0,23	4,71	34,3	56,47	4,01	0,28	0,220	1,49
7	28,0	—	0,01	2,63	17,79	66,33	12,42	0,82	0,183	1,41

Одесская банка, %

ции, мм									M _d	S ₀
0,2—0,16	0,16—0,125	0,125—0,1	0,1—0,08	0,08—0,063	0,063—0,05	0,05—0,04	0,04—0,01	<0,01		
27,74	16,47	9,96	2,28	0,10	0,11	0,07	0,09	0,53	0,153	1,38
7,52	8,93	9,25	3,96	1,08	0,39	0,24	0,25	0,95	0,184	1,44
14,15	15,05	10,88	2,87	0,70	0,12	0,10	0,07	0,58	0,194	1,32
22,60	21,46	28,49	10,12	1,54	0,47	0,19	0,17	1,19	0,151	1,48
17,85	12,19	12,63	3,22	0,92	0,29	0,33	0,45	3,67	0,201	1,81
13,96	9,74	5,47	1,94	0,39	0,14	0,05	0,06	0,61	0,233	1,32
13,70	14,61	11,62	4,37	1,53	0,49	0,26	0,17	0,46	0,205	1,29
12,96	9,69	5,02	0,91	0,15	0,05	0,01	0,01	0,35	0,236	1,30
11,11	16,54	12,01	3,46	1,10	0,42	0,21	0,17	0,42	0,195	1,38
13,79	12,34	6,17	1,09	0,39	1,09	0,08	0,05	0,59	0,226	1,45

ния, но особенно характерны для прибрежного желоба. Литологически они представлены песками, алевритами, ракушечниками, илами и маломощными прослоями торфа. Крупность осадков определяется главным образом не их возрастом, а условиями гидродинамического режима в той или иной части Одесской банки. Так, на склонах месторождения и в желобе развиты преимущественно алевриты и илы, на гребне — пески. По гранулометрическому составу пески в основном мелкозернистые (табл. 10), реже средне- и крупнозернистые. Повышенная крупность песков обусловлена примесью детриторакувинного материала, обычно приуроченного к фракциям 0,5—0,63 мм и крупнее. Самой показательной для суждения о содержании ракуши в песках является фракция более 1 мм: в ново-

черноморских песках ее содержание составляет 0,2—29,6, иногда достигая 52—65 %, в древнечерноморских 0,5—20,9 и в новоэвксинских 0,01—12,6 %. Наряду с этим в песках находится заметное количество алеврито-целитового материала (5—30 %), что в общем заметно ухудшает их сортировку. Модуль крупности их изменяется от 1,0 до 1,7. По гранулометрическим показателям покровные раковинно-кварцевые пески почти не отличаются от аллювиальных гравелитистых (рис. 16); лишенные же раковинного материала, гравия и гальки разновидности, как и субаэральные пески, почти идентичны, что свидетельствует о едином источнике их происхождения (рис. 17).

Вещественный состав лиманно-морских песков неоднородный за счет неравномерного распределения раковин-

Таблица 11. Химический состав лиманно-морских песков месторождения Одесская банка, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	92,86	81,94	81,27	89,40	85,74	70,58	88,14	81,15	72,78
TiO ₂	0,17	0,10	0,38	0,32	0,32	0,64	0,20	0,39	0,66
Al ₂ O ₃	1,36	0,65	4,21	2,33	3,44	7,56	2,31	6,07	9,48
Fe ₂ O ₃	0,24	0,41	0,67	0,58	0,65	1,60	0,24	0,85	2,43
FeO	0,55	0,46	0,62	0,33	0,86	0,78	0,62	0,47	0,85
MnO	0,020	0,030	0,040	0,030	0,04	0,052	0,012	0,026	0,056
MgO	0,06	0,14	0,50	0,41	0,50	1,40	0,25	1,08	1,58
CaO	0,23	7,39	2,65	0,23	1,29	5,48	2,29	1,72	2,79
Na ₂ O	0,38	0,22	0,86	0,62	0,60	0,86	0,38	0,92	0,92
K ₂ O	0,42	0,22	1,18	0,64	0,90	1,78	0,66	2,50	1,44
P ₂ O ₅	—	—	0,020	—	—	0,106	0,062	0,115	0,146
CO ₂	0,27	5,50	1,98	0,40	0,66	4,29	1,39	1,06	1,06
SO ₃	0,14	0,13	0,77	0,11	0,46	0,21	0,18	0,42	0,33
S	—	—	—	0,05	0,21	—	—	—	—
SiO ₂ аморф	2,52	2,34	2,81	2,90	2,28	1,90	1,94	1,85	1,74
И.п.п.	0,63	0,40	1,74	1,57	1,83	2,63	1,18	1,28	3,65
Сумма	99,85	99,93	99,70	99,92	99,78	99,87	99,85	99,80	99,91

Примечание: 1 — скв. 54, гл. 4,0 м; 2 — скв. 56, гл. 0,1 м; 3 — скв. 73, гл. 4,7 м; 4 — скв. 64, гл. 1,9 м; 5 — скв. 55, гл. 7,9 м; 6 — скв. 71, гл. 1,2 м; 7 — скв. 74, гл. 0,6 м; 8 — скв. 74, гл. 2,5 м; 9 — скв. 58, гл. 20,5 м.

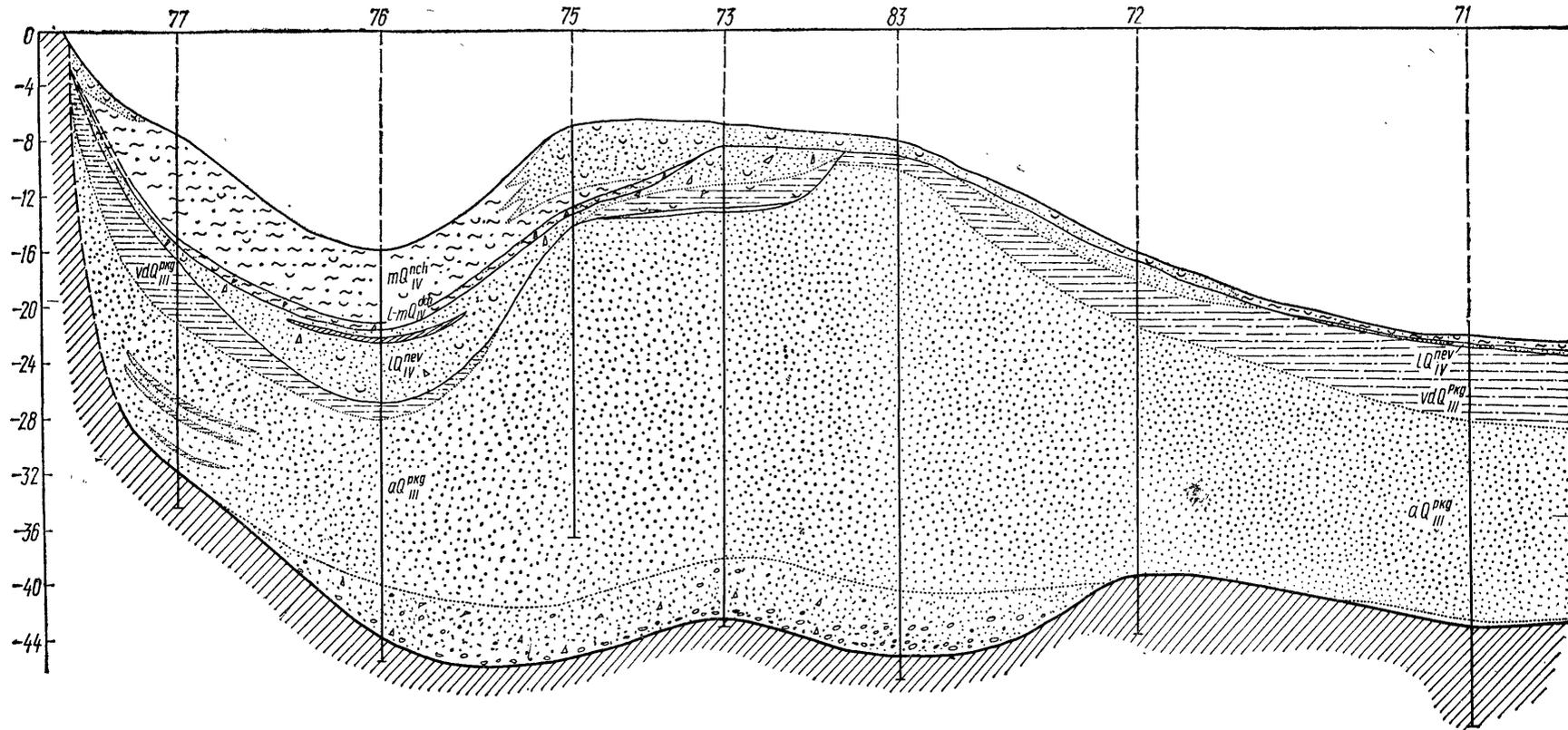


Рис. 15. Геологический разрез через центральную часть Одесской банки по линии 1—1.
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

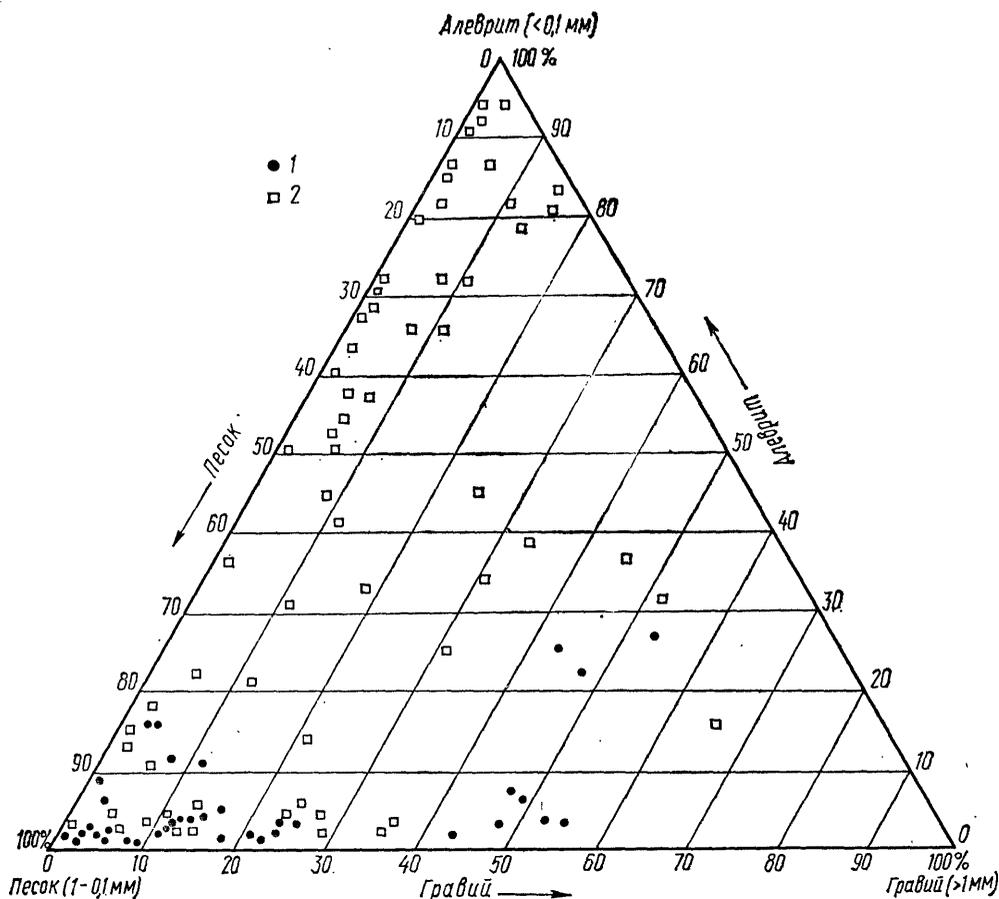


Рис. 16. Распределение гравийно-песчано-алевритового материала в песках Одесской банки.

Пески: 1 — посткарангатские аллювиальные, 2 — новозависинские, древне- и новочерноморские лиманно-морские

но-детритового и алеврито-целитового материала. Основной составляющей их является кварц, содержание которого, по минералогическим данным, достигает 70—95 % и соответствует количеству SiO_2 , установленной химическим анализом (табл. 11).

Подсчет ориентировочных запасов песков в теле месторождения Одесская банка производился до уровня абсолютных отметок — 15,0 и — 35,0 м; отдельно подсчитывались запасы аллювиальных песков, залегающих несколько глубже. Запасы подсчитаны на весь разрез песчаной толщи месторождения между 10-метровой изобатой на севере и 15-метровой — на юге. Вдоль 15-метровой изобаты проходит граница раннеголоценовых алевритов, экранирующих пески южного склона Одесской банки. На северном склоне месторождения

10-метровая изобата фиксирует южную границу илов в прибрежном желобе, мощность которых не выше предела допустимой вскрыши (0,5 м). Западная и восточная границы контура подсчета запасов определены также по «критической» мощности вскрышных пород.

Ориентировочные запасы морских и субаэральных песков, подсчитанные до абсолютной отметки — 15,0 (в соответствии с техническими возможностями добывающих средств — рефулеров), составляют 950 млн. м^3 , из них на долю субаэральных песков приходится до 650 млн. м^3 , а ниже отметки — 15,0 м запасы последних оцениваются в 5500 млн. м^3 . Запасы аллювиальных песков составляют 4000 млн. м^3 . Таким образом, общие запасы песков месторождения Одесская банка составляют 10,5 млрд. м^3 .

Пески верхнего слоя месторождения можно использовать для производства бетона и материалов для устройства дорожных покрытий, а также для строительных растворов. Субаэральные пески, слагающие основную часть

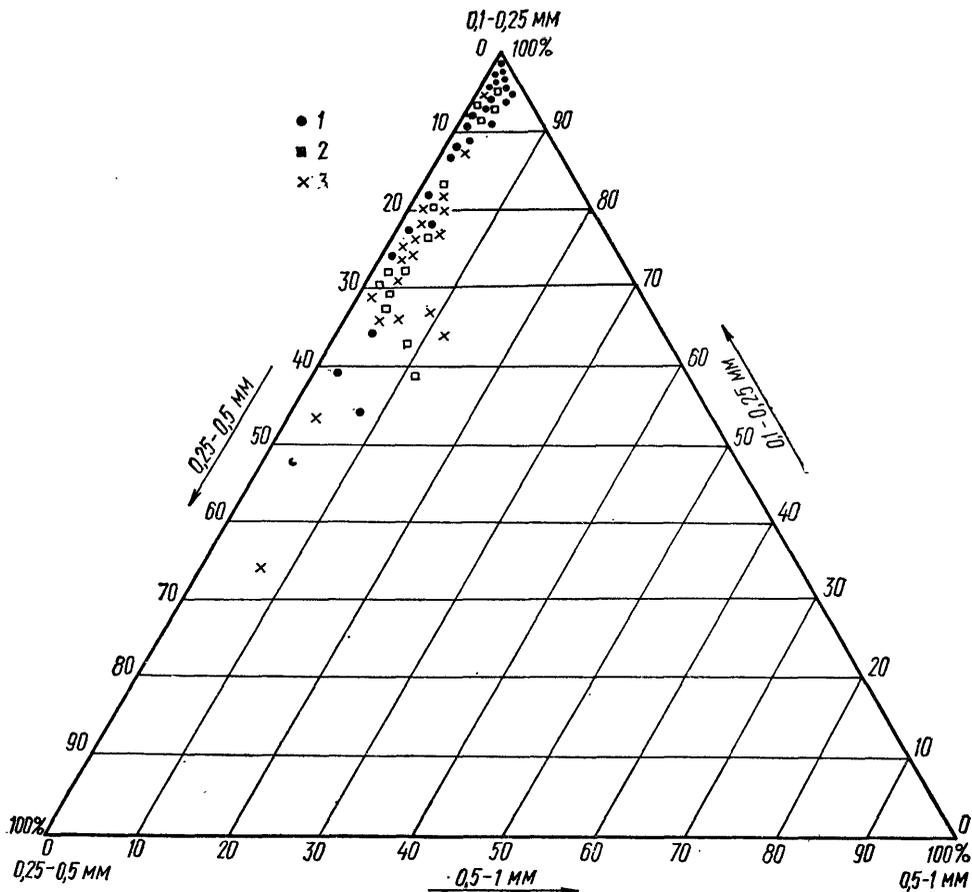


Рис. 17. Гранулометрический состав песков Одесской банки:
 1 — аллювиальные, 2 — лиманно-морские, 3 — субаэральные

месторождения, по качественным характеристикам пригодны для стекольного и литейного производств (формовочные пески), для изготовления искусственного абразивного материала.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРКИНИТСКОГО ЗАЛИВА

Каркинитский залив — самый крупный на северо-западном шельфе Черного моря. Он имеет вид треугольника неправильной формы, одна сторона которого составляет около 80 км², ширина входа в пролив — на меридиане самой западной точки Крымского п-ова (мыс Прибойный); его ось субширотного простирания превышает 100 км. Своей вершиной Каркинитский залив примыкает к северо-западному ответвлению Сиваша, отделяясь от него узким Перекопским перешейком. В тектоническом отношении Каркинитский

залив приурочен к полосе одноименного прогиба, лежащего в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

Морфология берегов и дна Каркинитского залива характеризуется сложным сочетанием аккумулятивных и эрозионных форм, образующих ряд кос, островов, пересыпей и мелких заливов (рис. 18).

Северный и восточный берега залива входят в состав слабо расчлененной, пологой наклоненной равнины с абсолютными отметками + (5—10), южный берег (Тарханкутский п-ов) высотой до 100—120 м на большей части побережья круто обрывается в залив. Рельеф дна залива довольно своеобразный и обусловлен наличием двух крупных поперечных подводных баров субмеридионального направления — Бакальской банки и Чурюмско-Каланчакской отмели, оконтуривающихся 5-метровой изобатой, — и несколько возвышающихся над уровнем моря о-ва Джарылгач и одноименной косы субширотного простирания. В общем глубины залива

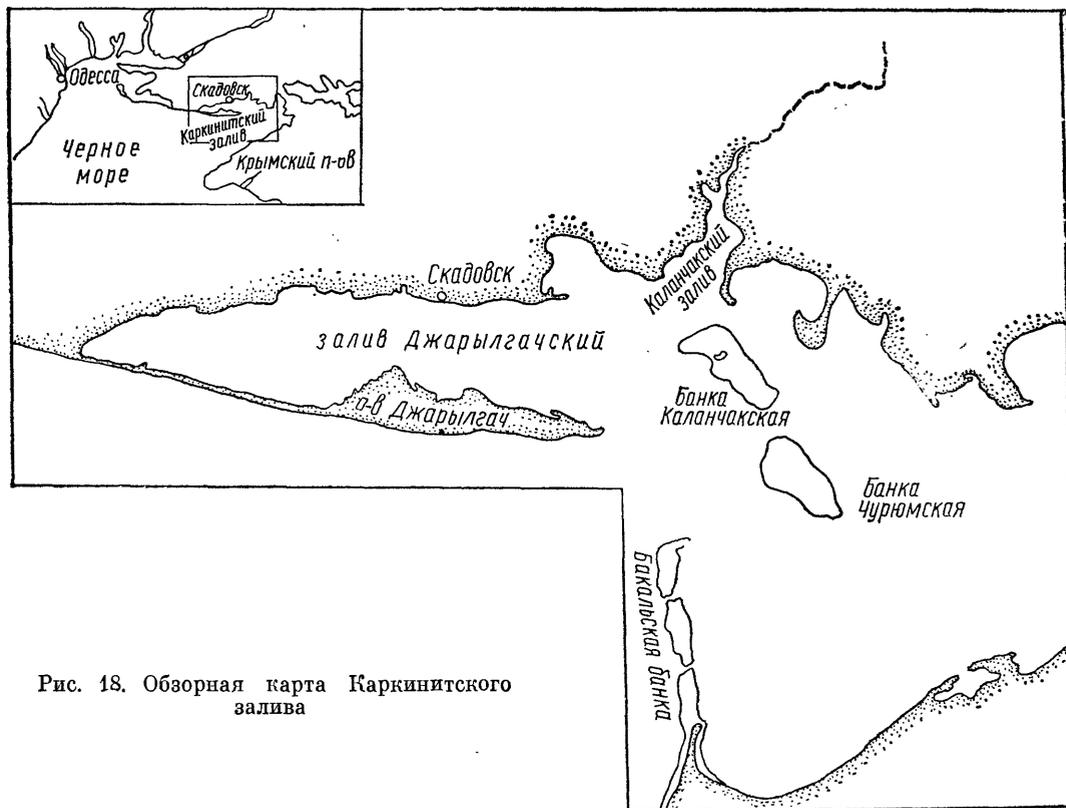


Рис. 18. Обзорная карта Каркинитского залива

увеличиваются от 0,5—1 м в районе его вершины до 30—35 на внешнем выходе из залива.

Дно и бо́льшая часть прибрежной зоны залива сложены четвертичными отложениями, лишь вдоль южного побережья широко развиты породы неогена (известняки и глины меотиса, сармата и понта). Современные осадки представлены песками, алевритами и илами со значительным содержанием ракушки. Пески встречаются в прибрежной зоне залива, а также на склонах и вершинах аккумулятивных тел в пределах залива. Алеврито-глинистые и глинистые илы приурочены к мелким бухтам и центральной части Джарылгачского залива (рис. 19).

Мощность четвертичных отложений в Каркинитском заливе составляет не менее 40 м. Стратиграфически эти отложения в основном относятся к образованиям посткарангатского, новоэвксинского, древне- и новочерноморского горизонтов. В виде отдельных пятен встречаются более древние породы — карангатского (южнее о. Джарылгач, скв. 170), древнеэвксинского и чаудинского горизонтов (поднятие

Шмидта и Голицына). Отложения карангата и более древних горизонтов четвертичного возраста в Каркинитском заливе, как и на других участках шельфа Черного моря, почти полностью разрушены и переотложены во время неоднократных регрессий моря в течение четвертичного периода.

Самые значительные скопления песков приурочены к Джарылгачскому заливу — части Каркинитского залива, отгороженной от него о-в Джарылгач. В восточной части Джарылгачского залива развита Каланчакская банка, а несколько южнее от нее — Чурюмская. К юго-западу от них находится Бакальская банка, причленяющаяся своим основанием к одноименной косе на Тарханкутском п-ове, а ось ее направлена на север к дистальному окончанию о-ва Джарылгач. От последнего ее разделяет расстояние в 11 км. В размещении указанных аккумулятивных форм в Каркинитском заливе прослеживается определенная закономерность. Эти формы располагаются кулисообразно и параллельно основному контуру береговой линии в вершине залива, как бы отгораживая эту часть

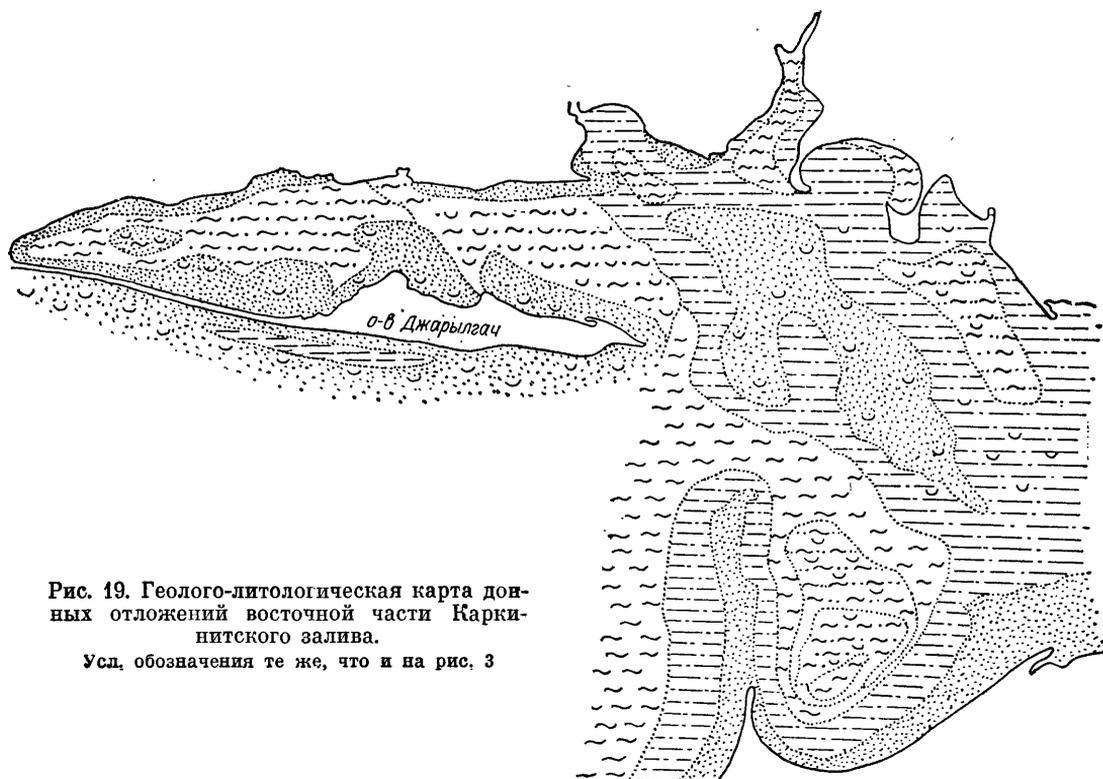


Рис. 19. Геолого-литологическая карта донных отложений восточной части Каркинитского залива.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

залива от более глубоководной. Этого полностью не происходит лишь потому, что между отдельными барами и в пределах некоторых из них существуют углубления и промоины, по которым идет отток нагонных вод.

Аккумулятивные тела Каркинитского залива четко фиксируются на литологической карте современного среза донных отложений в виде отдельных изолированных полей или более узких полос песка (см. рис. 19). С тыльной стороны участков песчаных отложений развиты более мелкозернистые осадки, преимущественно алевриты и алеврито-глинистые илы. Самые тонкозернистые осадки приурочены к осевой части Джарылгачского залива и Бакальской бухте. Этот тип осадков сопровождается очень высоким содержанием ракушки и раковинного детрита, что приводит к образованию обширных полей ракушечников (более 70%), расположенных в вершине Каркинитского залива за Бакальской, Чурюмской и Каланчакской банками.

Каланчакская банка находится в 5 км к западу от п-ова Горький Кут и в 1,5 км к югу от п-ова Карадай. Она вытянута в северо-западном направлении до 12 км, ширина ее 2—

2,5, площадь около 30 км². Глубины моря в пределах ее колеблются от 0,5 до 6,0 м. На восточном (береговом) склоне расположен ряд песчаных островов (Птичьи, Каланчакский). Этот склон крутой, имеет вид уступа высотой 1,5—3,0 м, морской склон — более пологий. Каланчакская банка сложена кварцевыми песками и песчано-ракушечными осадками, с тыльной стороны ее развиты в основном илы. Контур поля песков характеризуется сравнительно прямой линией вдоль берегового склона и более сложными очертаниями со стороны открытой части Каркинитского залива, причем на флангах явно выражены сужения полосы песков в виде пережимов (рис. 20).

Разрез песчаной толщи на различных участках банки неодинаков. Северо-западная и юго-восточная окраины в разрезе имеют линзообразную форму песков со сравнительно симметричными склонами и вогнутой подошвой. Эта вогнутость обусловлена уплотнением подстилающих илов. В центральной части банки песчаное тело более уплотнено и более широкое, с целым рядом уступов. Мощность песков составляет 0,1—5,5 м (в среднем 3,0 м). Самые значительные мощности песков приуро-

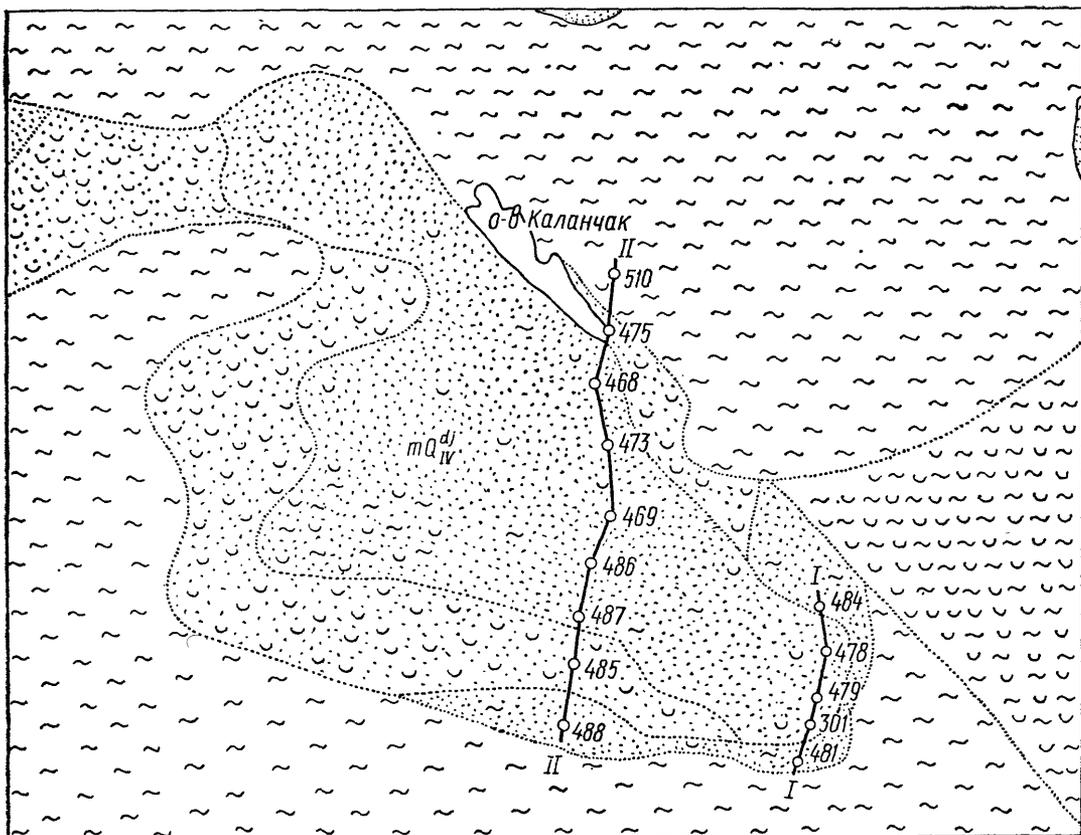


Рис. 20. Геолого-литологическая карта донных отложений Каланчакской банки.

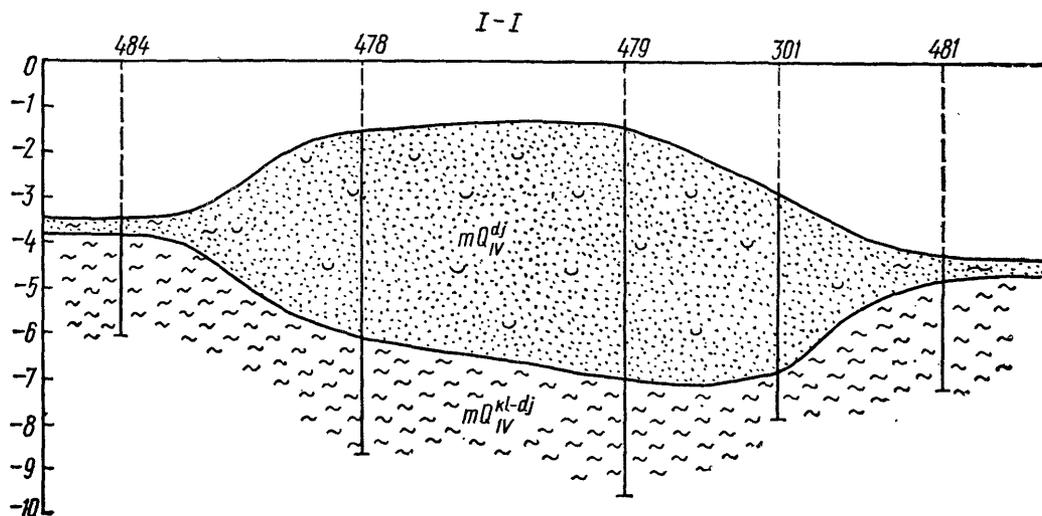
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

чены к юго-восточной части. Возраст их джеметинский. Под песками залегают илы каламитско-джеметинского возраста (рис. 21, 22).

Рис. 21. Геологический разрез через восточную часть Каланчакской банки.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

Чурюмская банка расположена в 3,5 км к юго-востоку от Каланчакской. Длина ее достигает 8 км, ширина 1,0—1,5, площадь около 15 км². Глубины моря над банкой 1,0—5,0 м. В общем для нее характерен пологий западный склон и крутой восточный с высотой уступа около 2—3 м. В верхней части этого уступа находится недавно образовавшийся небольшой остров высотой до 0,6 м, открытый



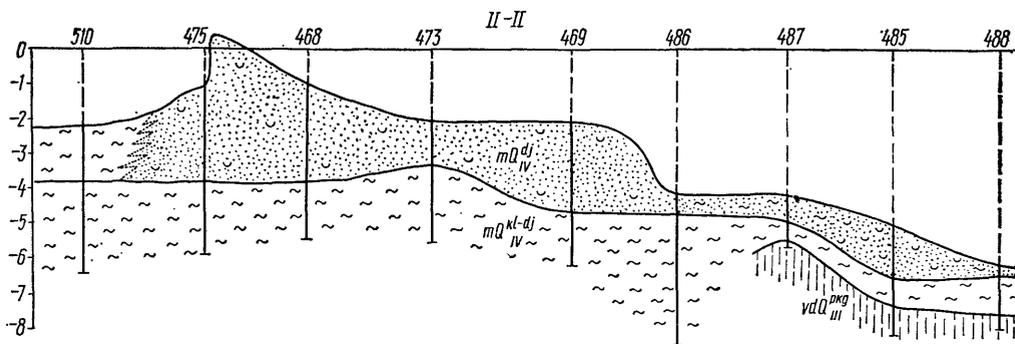


Рис. 22. Геологический разрез через центральную часть Каланчакской банки.
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

и впервые описанны В. М. Романенко.

В районе Чурюмской банки отмечаются два разобщенных кулисообразно расположенных участка песков, которые окружают илы и ракушечники. Мощность песков изменяется от 0,3 до 7,0 м, составляя в среднем 2,9. При этом максимальная мощность характерна для юго-восточной окраины банки. Песчаная залежь относительно изометричная на флангах и асимметричная, с пологим западным и крутым восточным склонами в центре. Возраст песков джеметинский. Как и на Каланчакской банке, пески подстилаются каламитско-джеметинскими илами (рис. 23, 24).

Бакальская банка простирается от дистального окончания одноименной косы, развитой у Крымского побережья Каркинитского залива, почти строго на север, в направлении о-ва Джарылгач. Ее протяженность 14,5 км, ширина изменяется от 0,6 до 3,0 км, глубина над банкой колеблется от 3,0 до 6,0 м. Западный склон пологий, восточный — крутой, с гребнем, расположенным на глубине 2—3 м. Мощность песков изменяется от 1,5 до 7,0 м (средняя 3,1 м). Возраст их также джеметинский.

На севере Каркинитского залива находится о-в Джарылгач. Длина его до 24 км, ширина 1—5, высота над уровнем моря 0,5—3,0 м. Между островом и материковой сушей протягивается длинная (до 19 км) и довольно узкая (0,1—0,5 км) песчаная пересыпь с прорывом в корневой части, образовавшейся в результате действия сгонного течения.

Берега острова аккумулятивные и представляют собой непрерывные пес-

чаные пляжи, ширина которых колеблется от 1—2 до 100—150 м. Лишь на коротком отрезке (около 200 м) в районе восточной оконечности с южной стороны острова в течение последних десятилетий наблюдается интенсивный размыв песчаного берега, уже приведший к разрушению нескольких каменных домов, окружающих Джарылгачский маяк. Активность абразии настолько внушительна, что ставит под угрозу существование самого маяка. Песчано-ракушечный материал, освобождающийся при этом, отлагается вдоль его северного берега.

Южный берег острова относительно прямолинейный, с двумя заметными изломами в восточной части. Подводный склон довольно крутой, 5-метровая изобата находится на расстоянии 350—800 м. Он сложен песками, развитыми от уреза воды в полосе шириной 0,25—2,0 км, которая резко сужается в районе дистального окончания острова. В районе корневой части последнего пески заметно разбавлены раковинным материалом. Мористее песков находятся песчано-ракушечные и илистые осадки (рис. 25).

Северный берег острова имеет сложные очертания. Он сильно извилист, с многочисленными мелкими косами, лишь пересыпь, как и южная сторона, сравнительно прямая. Песчаные отложения на склонах северного побережья слагают полосу шириной от 0,5 км у западной окраины пересыпи до 4,0 км у самой широкой части острова (против косы Мелкой), далее в направлении дистального окончания острова пески представлены в полосе 1,5—2,0 км. Глубина распространения песков увеличивается в восточном направлении от 2,0 м (западная часть пересыпи) до 5,0 (дистальное окончание острова).

Максимальная мощность песков, по

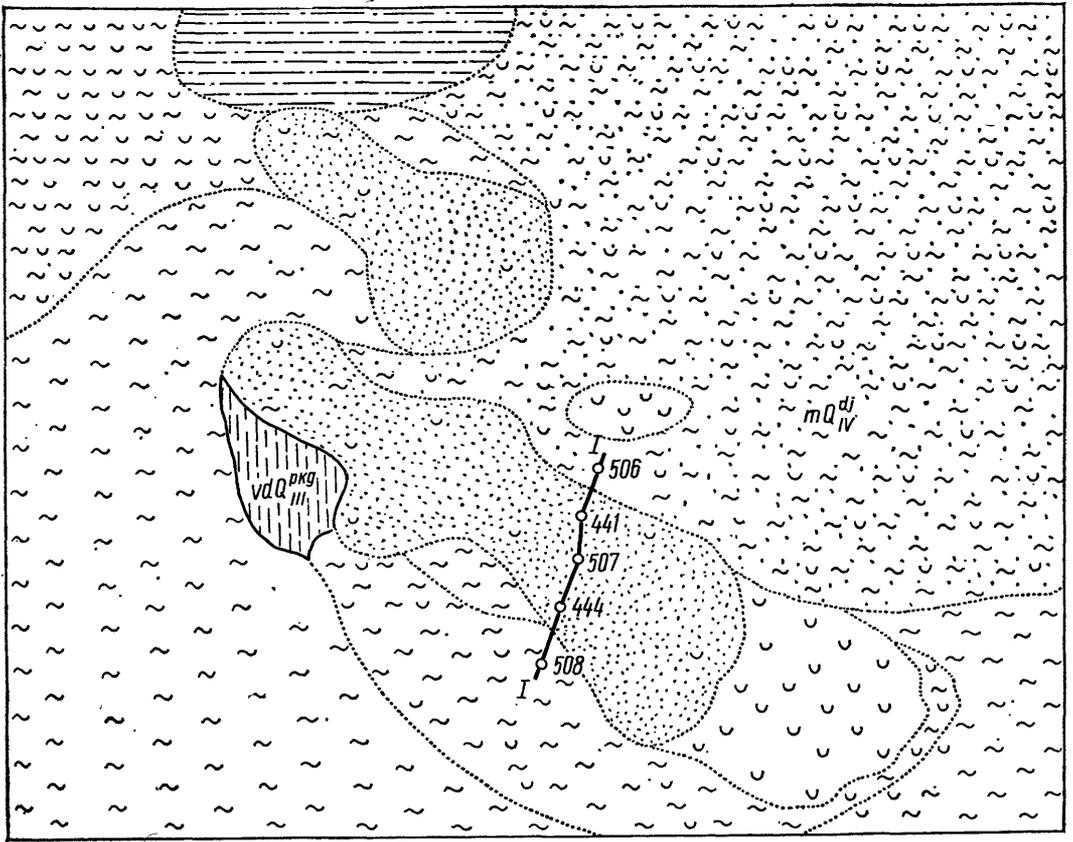


Рис. 23. Геолого-литологическая карта донных отложений Чурюмской банки.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

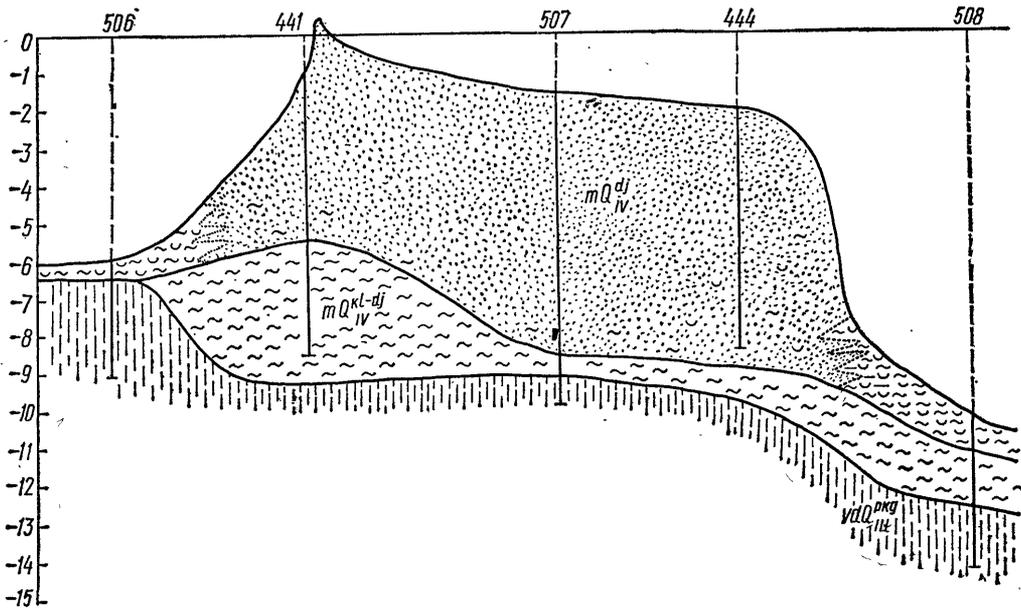


Рис. 24. Геологический разрез через центральную часть Чурюмской банки.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

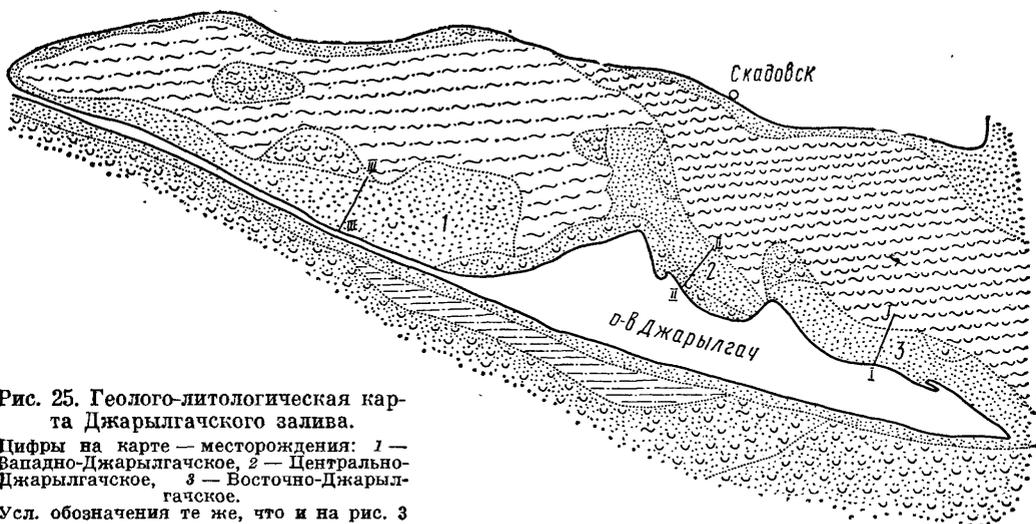


Рис. 25. Геолого-литологическая карта Джарылгачского залива.

Цифры на карте — месторождения: 1 — Западно-Джарылгачское, 2 — Центрально-Джарылгачское, 3 — Восточно-Джарылгачское.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

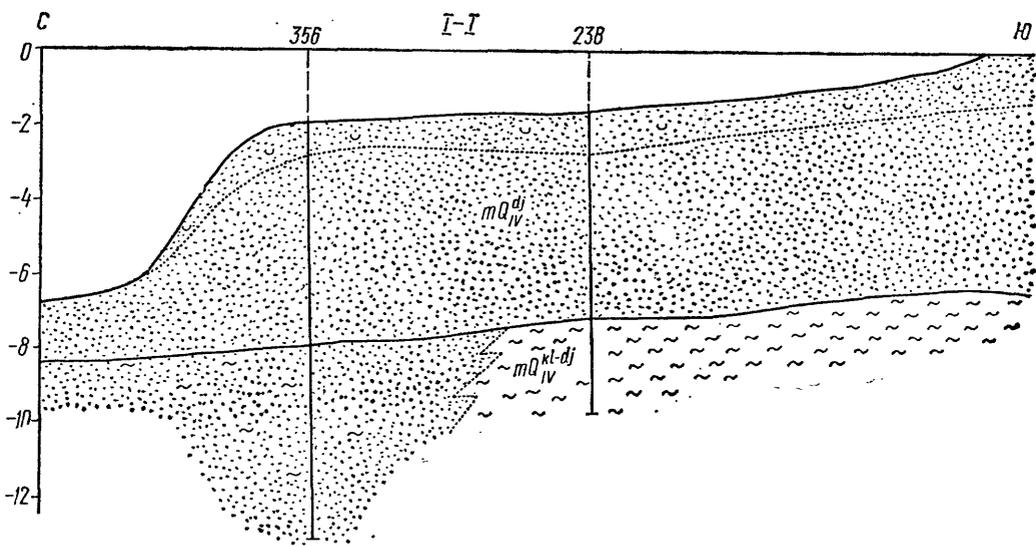
данным бурения на южном склоне острова, составляет 3,0 м, на северном — 11,0. В общем же мощность песчаных отложений о-ва Джарылгач с учетом их надводной части составляет около 15 м. Потенциально возможные месторождения песков приурочены к северному склону острова и его пересыпи. Здесь изучены и околонтурены три участка песков, два из них довольно узкие, удалены на максимальное расстояние от береговой линии острова, а третий, более широкий, почти непосредственно прилегает к береговой линии пересыпи (см. рис. 25). Мощность песков на западном участке (на место-

рождении) изменяется от 3,0 до 9,6 м (средняя 6,0 м), на центральном 2,0—6,7 (средняя 4,9 м) и на восточном 2,0—11,0 (средняя 6,0 м). Пески неоднородны по составу: в нижней части разреза более илистые, в верхней — с заметным содержанием раковинного материала. Северные склоны песчаных тел довольно крутые, у их подножий развиты илистые и раковинные отложения (рис. 26—28).

Подстилаются пески, как правило, илами, реже — алевритами. Поверхность илов под песками неровная. Она вогнутая под более мощной толщей песков и выпуклая в местах минимальной мощности. Возраст песков о-ва Джарылгач джеметинский. Подстилающие их илистые осадки каламитско-джеметинского возраста.

Рис. 26. Геологический разрез через Восточно-Джарылгачское месторождение.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3



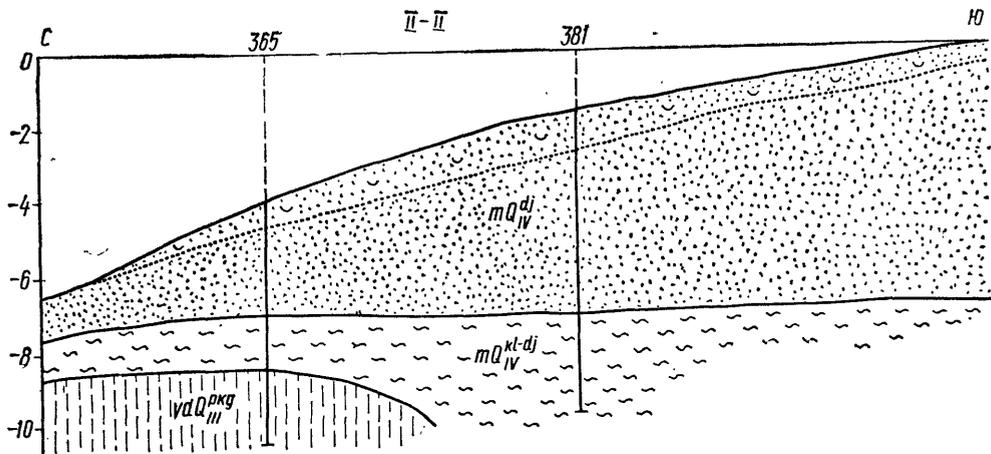
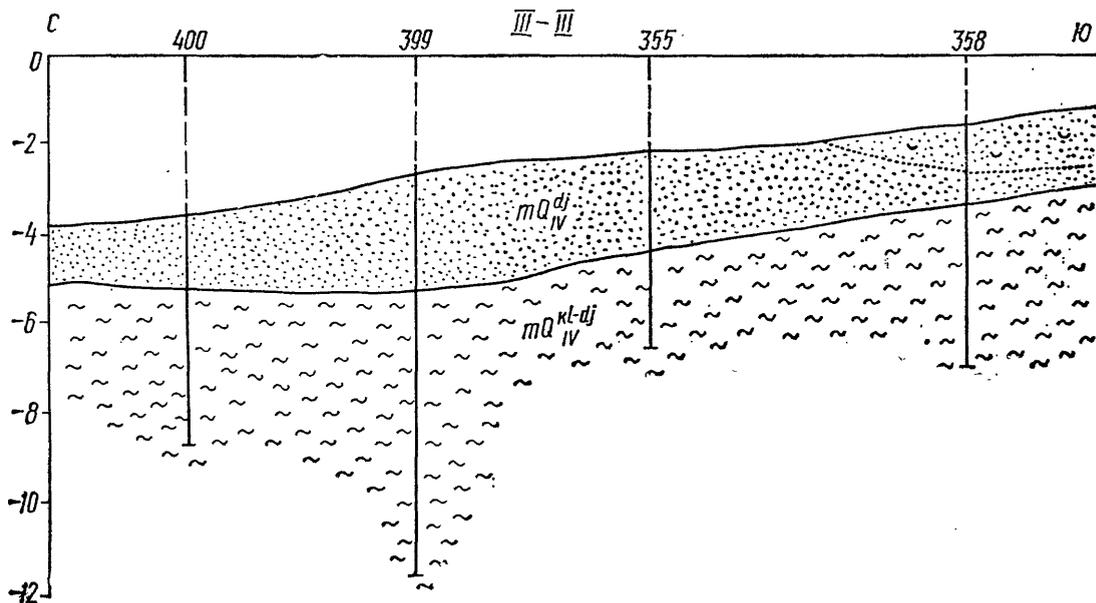


Рис. 27. Геологический разрез через Центральное-Джарылгачское месторождение.
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

Пески месторождений Каркинитского залива примерно одинаковы по гранулометрическому составу, лишь в отложениях Бакальской банки они крупнее. Основной фракцией в песках являются зерна размером 0,14—0,63 мм, содержание которых в большинстве проб составляет 60—80 %. В значительных количествах представлена фракция менее 0,14 мм, в том числе алевритито-пелитовые и глинистые частицы, в минимальных (1,2—5,5 %) — крупнозернистая (более 5 мм) фракция.

Рис. 28. Геологический разрез через Западно-Джарылгачское месторождение.
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3



По модулю крупности пески залива относятся к группе очень мелких (табл. 12, рис. 29).

Пески кварцевые и кварц-раковинные. Фракция более 0,63 мм на 95—100 % состоит из ракуши и раковинного детрита, лишь в песках Бакальской банки отмечены зерна гравия и галька из известняка, песчаника и кремня. Во фракции менее 0,63 мм в песках преобладают зерна кварца. Тяжелой фракции содержится до 1 % и сложена она в основном ильменитом, цирконом, ставролитом, дистеном, силлиманитом, гидроксидами железа. Химический состав песков зависит от примеси ракуши и глинистых частиц. Хорошо сортированные пески содержат кремнекислоты до 90—95 %, обычно же содержание ее составляет 60—80 (табл. 13).

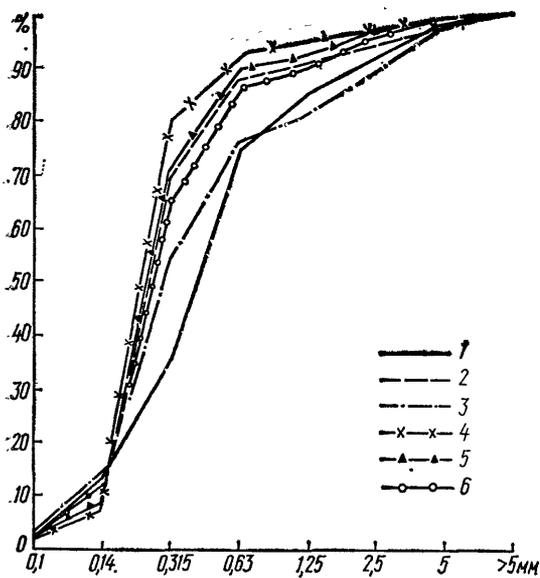


Рис. 29. Кумулятивные кривые гранулометрического состава песков месторождений Джарылгачского залива:

1 — Бакальская банка, 2 — Чурюмская банка, 3 — Каланчакская банка; участки: 4 — Восточно-Джарылгачский, 5 — Центрально-Джарылгачский, 6 — Западно-Джарылгачский

Запасы песков несколько больше на месторождениях, примыкающих к о-ву Джарылгач, и по каждому месторождению составляют (в млн. м³): Чурюмская банка 23, Каланчакская банка 30, Бакальская банка 40, Восточно-Джарылгачское 53, Центрально-Джарылгачское 41 и Западно-Джарылгачское 60. Общих запасов строительных песков на месторождениях Каркинитского залива 247 млн. м³.

В процессе рефулирования крупность песков заметно увеличивается за счет вымыва мелкозернистых фракций. С учетом этого пески по гранулометрическому составу можно использовать для изготовления легкого поризованного керамзито-бетона марки 150 и тяжелого пластифицированного бетона марки 300—400 (по технологическим испытаниям Симферопольского филиала Укрнистромпроект). В основном же они пригодны для устройства дорожных покрытий и приготовления строительных растворов. Кроме того, ракушка (фракция более 0,63 мм) может быть использована для производства

Таблица 12. Гранулометрический состав песков месторождений Каркинитского залива, %

Фракция, мм								
>5,0	5,0—1,5	2,5—1,25	1,25—0,63	0,63—0,315	0,315—0,14	0,14—0,1	0,1—0,01	<0,01
Бакальская банка								
$\frac{0,0-5,6}{1,2}$	$\frac{0,9-24,9}{6,8}$	$\frac{1,9-15,3}{7,0}$	$\frac{2,9-20,9}{10,0}$	$\frac{6,2-30,4}{19,1}$	$\frac{21,3-72,4}{43,3}$	$\frac{3,2-6,1}{9,4}$	$\frac{0,0-22,8}{3,2}$	$\frac{1,0-2,8}{1,7}$
Чурюмская банка								
$\frac{0,0-5,5}{2,5}$	$\frac{0,1-6,0}{2,7}$	$\frac{0,2-7,0}{3,4}$	$\frac{0,3-5,8}{3,0}$	$\frac{5,4-31,0}{18,7}$	$\frac{39,5-74,2}{56,7}$	$\frac{6,5-16,0}{9,3}$	$\frac{1,7-6,1}{3,7}$	$\frac{0,6-1,8}{1,2}$
Каланчакская банка								
$\frac{2,1-7,9}{5,5}$	$\frac{2,5-8,0}{5,5}$	$\frac{3,0-9,7}{7,1}$	$\frac{2,9-8,0}{5,9}$	$\frac{10,6-31,0}{21,0}$	$\frac{25,0-57,1}{40,7}$	$\frac{3,8-41,3}{10,6}$	$\frac{1,9-5,6}{3,7}$	$\frac{1,0-2,0}{1,6}$
Восточно-Джарылгачский участок								
$\frac{0,1-4,0}{1,4}$	$\frac{0,1-6,4}{1,3}$	$\frac{0,2-9,7}{2,0}$	$\frac{0,4-8,5}{2,1}$	$\frac{2,7-28,8}{13,0}$	$\frac{35,6-88,2}{72,1}$	$\frac{0,70-16,1}{5,5}$	$\frac{1,8-4,8}{2,6}$	$\frac{1,0-1,8}{1,2}$
Центрально-Джарылгачский участок								
$\frac{0,2-7,4}{2,3}$	$\frac{0,3-7,5}{2,2}$	$\frac{0,4-7,8}{2,6}$	$\frac{0,6-6,9}{2,8}$	$\frac{3,2-41,2}{17,4}$	$\frac{11,4-84,8}{62,6}$	$\frac{1,9-19,9}{7,2}$	$\frac{1,0-5,2}{2,6}$	$\frac{1,0-2,0}{1,4}$
Западно-Джарылгачский участок								
$\frac{1,4-8,0}{2,8}$	$\frac{1,3-8,0}{2,9}$	$\frac{1,4-10,5}{4,5}$	$\frac{1,7-11,7}{4,5}$	$\frac{8,0-26,0}{14,8}$	$\frac{33,0-73,6}{58,6}$	$\frac{4,0-18,4}{8,5}$	$\frac{1,1-7,6}{3,4}$	$\frac{1,1-2,1}{1,4}$

Примечание. В числителе приведены минимальные и максимальные содержания фракций, в знаменателе — средние.

Таблица 13. Химический состав песков месторождений Каркинитского залива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	72,87	82,47	78,08	68,36	79,62	75,25	75,40	79,08	79,57	64,27
TiO ₂	0,074	0,120	0,070	0,020	0,082	6,560	0,096	0,040	0,108	0,122
Al ₂ O ₃	0,29	0,20	0,30	0,18	0,20	12,88	0,08	0,06	0,14	0,08
Fe ₂ O ₃	0,15	0,24	0,27	0,50	0,37	2,10	0,23	0,16	0,11	0,34
FeO	0,05	0,10	0,19	0,06	0,23	0,18	0,08	0,06	0,13	0,13
MnO	0,006	0,009	0,007	0,004	0,009	0,128	0,009	0,006	0,003	0,005
MgO	0,25	0,40	0,13	0,13	0,13	0,51	0,52	0,37	0,52	0,58
CaO	13,0	7,65	9,81	16,42	8,73	0,83	11,54	10,72	9,14	16,86
Na ₂ O	0,25	0,28	0,20	0,22	0,19	0,14	0,15	0,21	0,08	0,19
K ₂ O	0,10	0,05	0,12	0,03	0,12	0,10	0,08	0,05	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,011	0,006	0,022	0,013	0,022	0,027	0,113	0,119	0,018	0,027
SO ₃ ¹	0,045	0,038	0,053	0,025	0,069	0,020	0,030	0,030	0,041	0,040
CO ₂	10,35	7,06	8,17	13,20	7,83	0,35	9,09	8,56	7,83	14,27
SiO ₂	0,424	0,210	0,391	0,063	0,457	0,366	0,250	0,216	0,382	0,614
S	0,018	0,021	0,031	0,010	0,027	0,007	0,022	0,011	0,015	0,015
П.п.п.	2,10	0,87	2,09	0,55	1,67	0,53	2,08	0,37	1,57	2,29
<i>Сумма</i>	99,98	99,72	99,93	99,78	99,76	99,98	99,77	99,97	99,90	99,87

Примечание. 1, 2 — Западно-Джарылгачский участок, 3, 4 — Центрально-Джарылгачский участок, 5, 6 — Восточно-Джарылгачский участок. 7, 8 — Каланчакская банка, 9, 10 — Чурюмская банка.

известии, муки известняковой и в качестве минеральной подкормки для сельскохозяйственных животных и птиц.

На базе выявленных месторождений может быть создано крупное горнодобывающее предприятие, которое бы полностью обеспечило предприятия строительной индустрии не только Крымской и Херсонской областей, но всего Юга Украины. До последнего времени Скадовский морской порт на Центрально-Джарылгачском и Каланчакском месторождениях добывал ежегодно около 800 тыс. м³ песка и перевозил их баржами во многие порты Крыма и Кавказа (Севастополь, Ялту, Феодосию, Керчь, Новороссийск, Батуми, Сочи).

Добычу морских песков необходимо вести со строгим соблюдением и выполнением природоохранных мероприятий. Учитывая, что на акватории Чурюмской и Бакальской банок находятся места нереста и нагула молодежи ценных осетровых рыб, добыча песков здесь в настоящее время запрещена органами Главрыбвода. В пределах восточной части Джарылгачского залива (к востоку от косы Мелкой) вблизи площади Восточно- и Центрально-Джарылгачского месторождений находятся значительные скопления устриц, представляющие практический интерес для организации устричных хозяйств. В связи с повышенной смертностью устриц на банках (до 20 %) вблизи

подводного карьера в настоящее время добыча песков в пределах Центрально- и Восточно-Джарылгачского месторождений прекращена. Можно рекомендовать продолжить разработку Каланчакского месторождения и начать аналогичные работы на Западно-Джарылгачском месторождении строительных песков.

Условия формирования песчаных тел в Каркинитском заливе изучали В. П. Зенкович [96] и Е. Н. Невеский [153]. Аналогичные песчаные образования, современные и ископаемые, широко развиты в других районах мира [53, 187]. Они представляют собой в основном барьерные бары, возникающие в прибрежной зоне на некотором расстоянии от береговой линии. Относительно их образования нет единой точки зрения. В частности, считается, что они формируются при определенном сочетании береговых уклонов и гидродинамического режима водоема, в результате чего пляжи не образуются, а пески смещаются на подводный склон. Накапливаясь, они отгораживают часть прибрежной полосы, создавая заболоченные лагуны. Нам кажется, что концентрация песков, как и заключенных в них рудных минералов, а также накопление илов происходит на шельфе в результате механической дифференциации твердого вещества по законам гидродинамики и принципу Хьюльстрема. Согласно этому принципу, отложившиеся илстые частицы вновь

переходят во взвешенное состояние значительно труднее и при больших придонных скоростях, чем частицы песчаной размерности. По А. П. Лисицыну [128], на шельфе частицы менее 0,01 мм имеют тенденцию закрепляться у дна, в то время как мелкопесчаные частицы легко подвижны и очень реагируют на все изменения динамики среды.

Исходя из этого понятнее становится характер строения песчаных толщ Каркинитского залива с почти обязательным присутствием в их основании илистых осадков. Конечно, можно предположить, что пески надвигались на илы вследствие миграции береговой линии при трансгрессии или регрессии моря. Но хотя илы под аккумулятивными телами в Каркинитском заливе и имеют один и тот же возраст (практически он такой же, как возраст песков), мало вероятно, что они сплошным слоем выстилали залив до того, как на них на отдельных участках отложились (наползли) мощные толщи песков. Тем более что отдельные аккумулятивные формы (Каланчакская и Чурюмская банки) полностью изолированы и в настоящее время не имеют связи с берегом. Реальнее считать, что терригенный материал, представленный выносами р. Каланчак, продуктами разрушения дна и склонов Каркинитской впадины, в процессе новейшей черноморской трансгрессии был глубоко переработан и дифференцирован, в результате чего на современной стадии этой трансгрессии в возникшем Каркинитском заливе образовались ряд аккумулятивных песчаных тел с примесью биогенной ракушки и обширные поля илов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЕЛЬФА ЮЖНОГО КРЫМА

Шельф Черного моря вдоль южного побережья Крымского п-ова протягивается в виде сравнительно неширокой полосы 25—40 км, которая заметно сужается до 5—15 км на участке, прилегающем к системе Горного Крыма. Здесь подводный склон в общем довольно крутой и имеет ступенчатое строение. От уреза воды до глубин 18—20 м морское дно пологое, затем его профиль резко перегибается и возникает крутой уступ с наклоном 20—25°, редко до 35—40. На глубинах мо-

ря 36—40 м уступ переходит в слабо наклоненную до 2°30' волнистую поверхность. Бровка его часто сглажена, подошва выражена четко. Уступ простирается параллельно береговой линии и представляет собой склон аккумулятивной террасы позднечетвертичного возраста. В пределах мысов он примыкает к уступу в коренных породах, который по направлению к вершинам бухт постепенно выполаживается. Фрагментарно на некоторых участках наблюдается еще один уступ с бровкой на глубинах 39—42 м и подошвой на глубинах 50—55, являющихся склоном более древней аккумулятивной террасы. Выравненная, слабо наклоненная поверхность, расположенная мористее этой террасы, по-видимому, образовалась в среднетертичное время. Началу континентального склона соответствуют глубины моря около 90—100 м.

Морской берег Южного Крыма абразионно-бухтового типа [95]. В плане он представляет собой чередование вогнутых (бухт) и выпуклых (мысов) участков. Абразионные процессы преобладают на мысах, а аккумуляционные — в бухтах. Максимальная ширина пляжевой зоны отмечается в устьях водотоков — 30—40 м. Пляжи сложены гравийно-галечным материалом, за исключением устьев Ускут и Канакской балки, где на пляжах доминируют песчаные отложения.

Коренные берега южного побережья крутые и нередко обрывистые, особенно у склонов яйлы. Поверхность суши между подножием яйлы и береговой линией значительно наклонена в сторону моря. Это обусловило интенсивное развитие водно-эрозионных процессов, возникновение оползней, формирование многочисленных глубоких оврагов, балок и речных долин, по которым в прибрежную зону моря поступает огромное количество обломочного материала. Литологически он представлен известняками юры и мела, песчано-глинистыми породами таврической серии (триас+юра).

Прибрежно-морские отложения по возрасту являются позднечетвертными (новоэвксинский, древне- и новочерноморский горизонты). Новоэвксинские отложения залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности коренных пород триаса и юры. Они вскрыты буровыми скважинами в зависимости от расстоя-

ния до береговой линии на абсолютных отметках — (33,0—54,3) м, и их вскрытая мощность изменяется от 1,3 до 4—6 м. Представлены илами, алевроитами, редко — мелкозернистыми песками. Древнечерноморские образования (бугазские слои) подсечены большинством скважин на абсолютных отметках от —22,4 до —48,8 м. Мощность их 1,5—13,9 м, сложены илами, алевроитами, редко — разнотернистыми песками. Отложения древнечерноморского горизонта (витязевские слои) встречены на абсолютных отметках — (17,0—40,3) м. Мощность их от 1,5—2,8 м (Ялтинская и Мисхорская бухты) до 12—13 (район Ай-Данили). В составе витязевских слоев обнаружены разнотернистые пески, гравийно-песчаные осадки, алевроиты и илы. Новочерноморские отложения (каламитские слои) согласно залегают на нижележащих витязевских и повсеместно развиты на акватории прибрежной зоны Южного Крыма. Они пройдены скважинами на всю мощность от 3,5 до 17,5 м. Состав их очень пестрый и изменяется как по разрезу, так и при удалении от берега, с глубиной моря. Представлены гравийно-галечными образованиями, разнотернистыми песками, алевроитами и илами.

Современные отложения (джеметинские слои новочерноморского горизонта) в пределах прибрежной части шельфа развиты повсеместно, формируя современный рельеф дна моря. Мощность их 1,2—13,5 м. Представлены широким гранулометрическим спектром образований, среди которых четко выделяются четыре комплекса осадков: валуно-глыбовые (глыбовый навал), гравийно-галечные, песчаные и илистые.

Валуно-глыбовый навал прослежен и закартирован аквалангистами-геологами в узкой, 100—150-метровой прибрежной полосе до глубин 5—10 м. От уреза воды размер обломков постепенно увеличивается (от гравия и гальки до валунов и глыб). Валуну и глыбы размером 1,0—5,0 м различной степени окатанности расположены хаотично, промежутки между ними выполнены гравийным и гравийно-песчаным материалом. Граница глыбового навала с прилегающими мористее гравийно-галечными и песчаными отложениями обычно отчетливая, в виде почти вертикального уступа высотой до 1,5—6,0 м. В бухтах и устьях крупных рек

встречаются участки, где глыбовый навал постепенно погружается под песчаные или песчано-гравийные образования. Мощность его около 5 м. На отдельных участках (мысы Мартьян, Аюдаг) среди валунов и глыб встречаются небольшие по площади поля, сложенные коренными породами. Петрографический состав валунов и галек в основном соответствует составу пород, слагающих береговой клиф. Наличие обломков пород иного состава обусловлено привносом их в береговую зону оползнями.

Гравийно-галечные отложения распространены повсеместно, преимущественно за глыбовым навалом, в полосе до 150 м и на глубинах до 10—15 м. Ширина полосы зависит от строения берегов, наличия оползней, глубины моря и интенсивности переработки им поступающего материала. Установлена в большинстве случаев приуроченность расширенной зоны распространения гравийно-галечных отложений к участкам развития активных оползней на суше. На этих участках полоса описываемых отложений расширяется до 500—700 м, достигая изобаты 30—35 м, где они сменяются непосредственно илистыми осадками. Подобное увеличение площади распространения гравийно-галечных отложений наблюдается в районах Карабахского, Кучук-Койского, Алушко-Сарского, Центрально-Алуштинского, Ливадийского и других оползней. Значительное расширение полосы гравийно-галечных отложений отмечается также на подводном склоне у мысов, в особенности у мыса Мартьян, где они встречены на глубине до 20 м. Гравийно-галечные отложения слагают также большинство пляжей. Гранулометрический состав их характеризуется следующим распределением фракций (в %): гравийно-галечной 50—90, песчаной 10—40, алевроитовой 5—15 и илитовой 2—10. Медианный диаметр $M_d = 1,0—16,0$ мм и коэффициент сортировки $S_0 = 1,4—6,0$.

Песчаные отложения развиты на глубинах от 7—10 м до 35—40 и редко несколько глубже — 55—60 (Мисхорская бухта, у мыса Аюдаг). Более всего песчаные образования распространены в районе Алушта — Ялта, возле Мисхора, Алушки, Фороса, где они прослеживаются широкой полосой (до 700 м) непосредственно вдоль берега (рис. 30). В остальной же части прибрежной

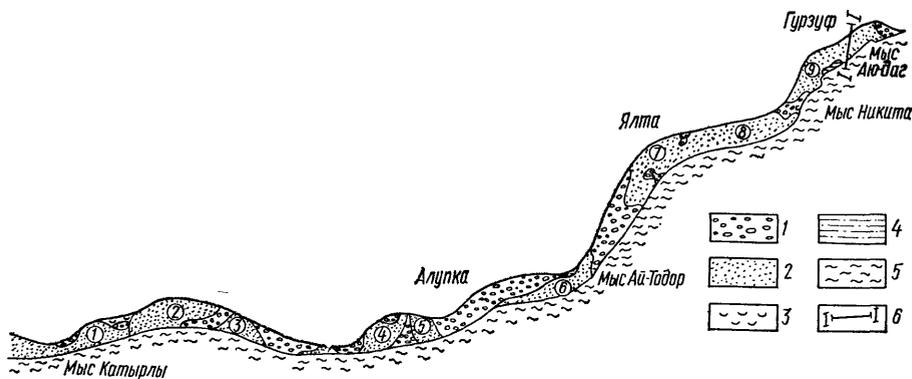


Рис. 30. Геолого-литологическая карта дошлых отложений шельфа ЮБК от мыса Аюдаг до мыса Катерлы:

1 — гравий и галька, 2 — песок, 3 — ракушечник, 4 — алеврит, 5 — ил, 6 — линия разреза; цифры на рисунке — участки: 1 — Форосский, 2 — Меласский, 3 — Понизовский, 4 — Голубой залив, 5 — Симеизский, 6 — Алушкинский, 7 — Ялтинский, 8 — Восточно-Ялтинский, 9 — Гурзуфский

зоны полоса песков уменьшается до 100—200 м, ее часто прерывают гравийно-галечные образования. По гранулометрическому составу пески крупно-, средне- и мелкозернистые, от плохо до хорошо сортированных. Они содержат также примесь гравия и гальки (2—50%), алеврита и пелита (1—40%). Крупнозернистые пески распространены ограниченно в виде пятен продолговатой формы на границе с гравийно-галечными отложениями. Расширение зоны развития крупнозернистых песков наблюдается к западу от г. Алушты (в Гурзуфской бухте, районе Массандры, Мелласа, в Голубом заливе) и к востоку от мыса Сарыч, где она составляет 300—700 м. Среднезернистые пески развиты на шельфе локально, в виде пятен неправильной формы. Несколько увеличивается площадь их распространения в Гурзуфской бухте, в районе Магарача, к востоку от Ялтинского порта, в Голубом заливе и к западу от г. Алушты. Мелкозернистые пески представлены несколько шире, залегают мористее, в полосе от 100 до 400 м. Они наиболее развиты к западу от Алушты, в Караганской и Мисхорской бухтах, где фактически покрывают все дно. Значительные площади мелкозернистых песков встречены у мыса Троица и в Ласпинской бухте.

Алевриты в пределах южнобережного шельфа распространены ограничено. Наиболее характерны они для района Массандры — мыс Мартьян, где

прослеживаются в виде узкой (100—250 м) прерывистой полосы на глубинах 25—35 м. В районе Мисхора алевриты залегают на глубинах 10—15 м. В виде локальных пятен овальной и продолговатой форм они встречены в районах Понизовки, Алушки, Симеиза, Гурзуфа, в Ласпинской и Караганской бухтах. Алевриты серого цвета, с примесью песка, с обилием ракушки и раковинного детрита.

Илы развиты на шельфе на глубине более 20 м повсеместно, лишь на отдельных участках они встречаются на глубинах 12—15 м. Они серые, зеленовато- и темно-серые, вязкие, пластичные, с обилием детрита и целых ракушек.

В результате поисковых работ на внутреннем шельфе Горного Крыма от мыса Айя на западе до пос. Морское на востоке выявлен ряд перспективных участков с залежами песков — Форосский, Меласский, Понизовский, Голубой залив, Симеизский, Алушкинский, Ялтинский, Восточно-Ялтинский, Гурзуфский и Алуштинский. В пределах четырех последних, самых перспективных для добычи морских песков, были проведены детализационные работы, в результате которых выявлены запасы строительных песков в количестве 88,6 млн. м³. Это пластообразная залежь, вытянутая вдоль берега. Мощность песков изменяется от 3,0 (минимально-промышленная мощность) до 19,5 м. Продуктивная толща их древне- и новочерноморского возраста, в глубь моря фациально замещается алеврито-илистыми отложениями и подстилается в основном илами, которые к берегу сменяются более крупнозернистыми отложениями, а также коренными породами (рис. 31).

Максимальная глубина моря над залежью достигает 30 м. Полезная тол-

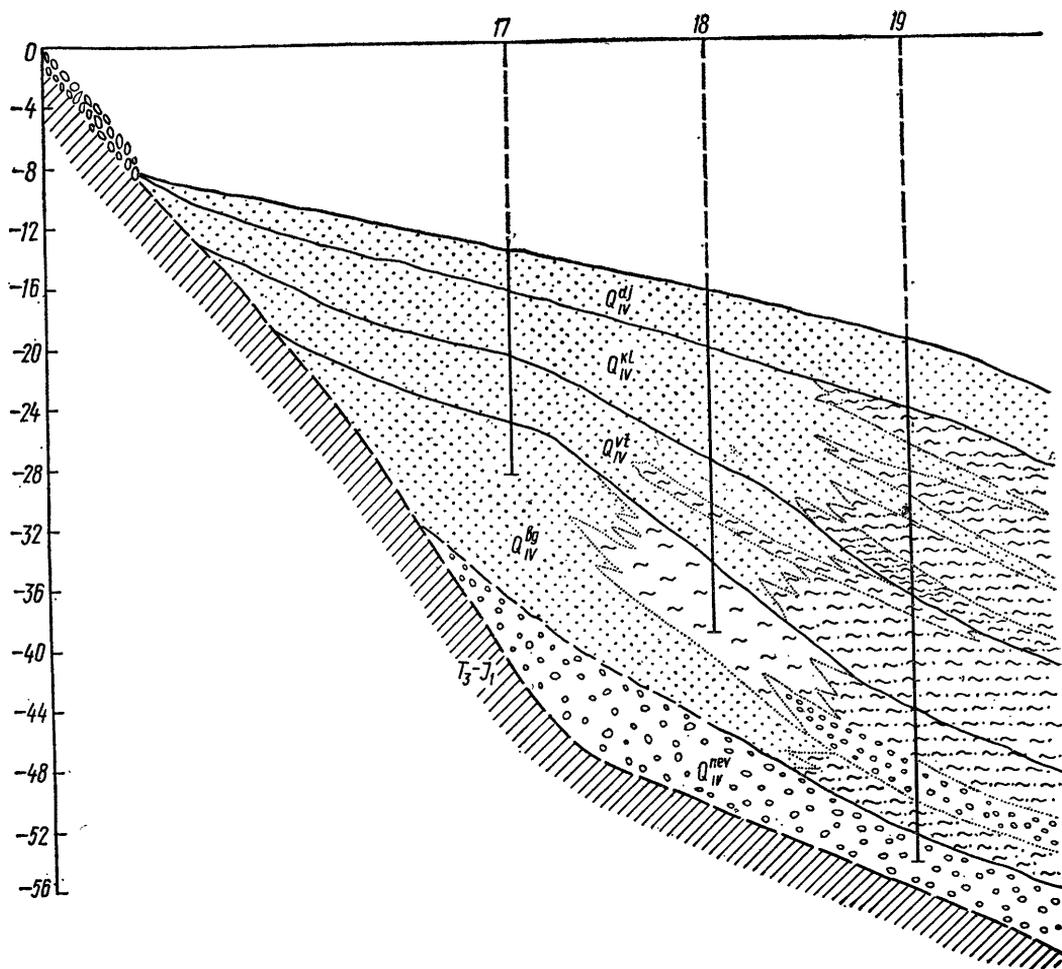


Рис. 31. Геологический разрез четвертичных отложений по линии I—I (см. рис. 30).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

ща обводнена. Добычу песков можно производить рефулерными агрегатами. В процессе рефулерования происходит обогащение песков за счет вымывания алеврито-глинистого материала, что особенно важно, так как в природном залегании по гранулометрическому составу пески не отвечают требованиям стандартов. Крупность песков всех участков примерно одинакова и отличается повышенным содержанием крупно- и мелкозернистых фракций. Сортировка песков в основном плохая из-за примерно одинакового распределения главных составных частей (табл. 14, рис. 32, 33).

По петрографическому составу пески относятся к граувакковым, состоят из мелких обломков аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков, со зна-

чительной примесью ракушечного детритового материала. Кварц и полевые шпаты весьма редки и встречаются в основном в мелких фракциях (0,314—0,14 мм). Содержание тяжелых минералов в песках невелико и составляет, как правило, десятые доли процента. Когда же выход тяжелой фракции достигает 1 % и более, в ее составе преобладают либо гидроксиды железа, либо карбонаты железа и марганца (обычно сидерит). Ассоциация тяжелых минералов характеризуется постоянным наличием ильменита, магнетита, титано-магнетита, барита, лейкоксена, рутила, брукита, анатаза, циркона, турмалина, граната, реже — пирита, марказита, галенита, сфалерита, киновари, пироксенов, амфиболов, апатита, энидота, сфена, силиманита, ставролита и дистена. Основными химическими компонентами песков являются SiO_2 (62—65 %), Al_2O_3 (10—13 %) (табл. 15).

Таблица 14. Гранулометрический состав песков месторождений южнобережного шельфа Крыма, %

Фракция, мм								
>5,0	5,0—2,5	2,5—1,25	1,25—0,63	0,63—0,315	0,315—0,14	0,14—0,1	0,1—0,01	<0,01
Ялтинский участок								
$\frac{1,0-61,1}{22,4}$	$\frac{2,0-27,0}{8,8}$	$\frac{3,0-29,8}{16,4}$	$\frac{5,0-53,0}{26,6}$	$\frac{1,6-35,0}{12,3}$	$\frac{0,2-28,1}{4,0}$	$\frac{0,7-38,0}{5,7}$	$\frac{0,2-11,5}{3,8}$	$\frac{1,1-3,9}{3,0}$
Восточно-Ялтинский участок								
$\frac{0,0-41,0}{5,9}$	$\frac{0,5-33,5}{5,2}$	$\frac{1,0-39,5}{9,0}$	$\frac{7,5-47,0}{20,4}$	$\frac{3,0-42,0}{18,9}$	$\frac{0,5-35,0}{17,2}$	$\frac{2,0-25,5}{15,4}$	$\frac{0,5-28,0}{8,0}$	$\frac{1,0-3,7}{1,95}$
Гурзуфский участок								
$\frac{0,0-36,5}{8,0}$	$\frac{0,5-24,9}{6,8}$	$\frac{0,1-35,6}{12,3}$	$\frac{0,2-54,0}{19,0}$	$\frac{0,1-35,0}{14,9}$	$\frac{0,5-66,0}{17,6}$	$\frac{1,5-30,0}{12,5}$	$\frac{0,5-38,0}{8,9}$	$\frac{1,0-3,6}{2,0}$
Алуштинский участок								
$\frac{0,0-33,7}{7,7}$	$\frac{0,3-52,3}{12,7}$	$\frac{0,2-42,3}{13,6}$	$\frac{0,5-47,5}{22,1}$	$\frac{0,5-62,0}{11,6}$	$\frac{0,1-34,0}{8,9}$	$\frac{0,1-24,5}{14,1}$	$\frac{2,3-33,0}{9,3}$	$\frac{1,0-3,6}{2,3}$

Примечание. В числителе — минимальные и максимальные значения, в знаменателе — средние.

После рефулирования пески в большинстве случаев по гранулометрическому составу соответствуют основным техническим требованиям, предъявляемым при производстве строительных работ. В Симферопольском филиале УкрНИИСтромпроект с учетом опыта работы трестов Севастопольстрой и Ялтаспецстрой определены возможные направления применения морских песков в качестве компонентов теплоизоляционно-конструктивных материалов. Применительно к условиям Крыма песок может использоваться как заполни-

тель конструктивного бетона до марки 300 и легкого поризованного керамзитобетона для штукатурных и кладочных растворов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

Акватория Керченского пролива невелика по размерам. Это очень интересный район для поисков месторождений строительных песков. Практически вся площадь дна пролива покрыта чехлом четвертичных отложений. В разрезе

Таблица 15. Химический состав песков южнобережного шельфа Крыма, %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	65,35	63,99	62,47	65,13	63,98	62,39
TiO ₂	0,73	0,77	0,72	0,61	0,67	0,69
Al ₂ O ₃	13,24	13,34	13,76	10,63	11,95	13,24
Fe ₂ O ₃	3,34	2,59	2,57	5,08	4,08	2,71
FeO	2,72	3,88	4,17	2,06	2,63	3,62
MnO	0,099	0,10	0,088	0,075	0,085	0,092
MgO	1,58	1,77	1,49	0,96	1,32	1,67
CaO	2,69	2,70	3,30	4,87	4,40	4,03
Na ₂ O	1,24	1,11	1,01	0,98	1,68	1,08
K ₂ O	1,92	2,10	1,98	1,60	1,04	1,96
P ₂ O ₅	0,136	0,149	0,151	0,135	0,149	0,141
SO ₃	0,13	0,24	0,39	0,08	0,11	0,27
CO ₂	2,12	2,13	2,60	3,84	3,47	3,17
П.п.п.	4,63	5,30	5,05	4,05	4,19	4,53
Сумма	99,91	100,17	99,75	100,11	99,76	99,60

Примечание. 1 — скв. 308, гл. 4,8 м; 2 — скв. 308, гл. 11,8 м; 3 — скв. 308, гл. 25,0 м; 4 — скв. 22, гл. 0,2 м; 5 — скв. 11, гл. 0,2 м; 6 — скв. 11, гл. 9,5 м.

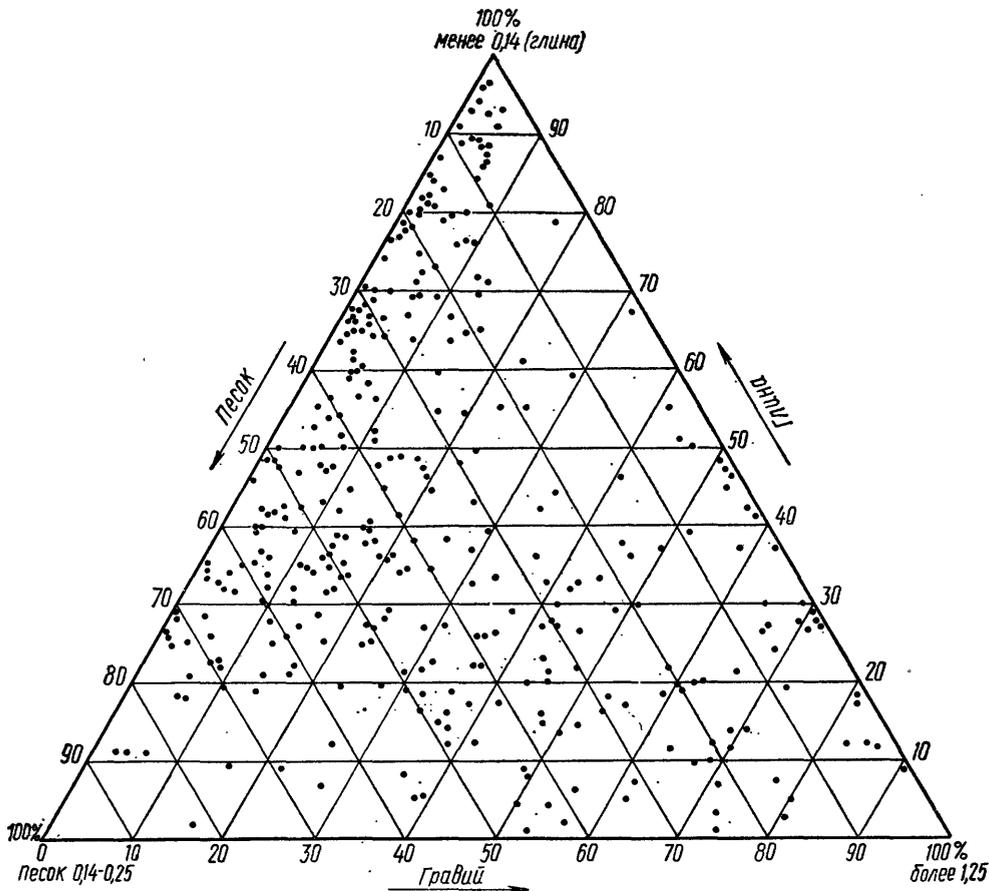
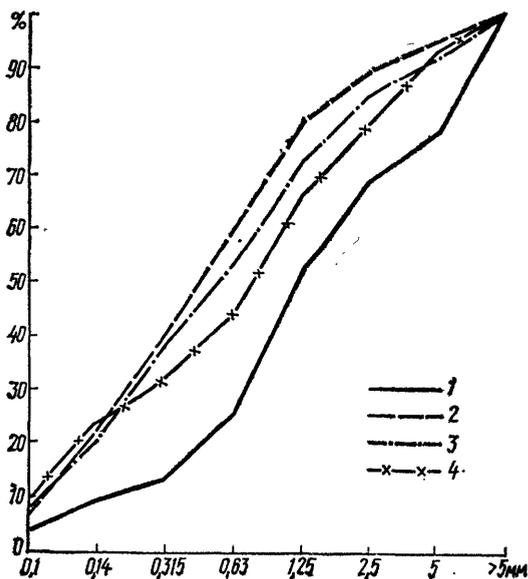


Рис. 32. Гранулометрический состав гравийно-песчано-глинистых отложений шельфа ЮБК

Рис. 33. Кумулятивные кривые гранулометрического состава песчаных отложений шельфа ЮБК.

Участок: 1 — Ялтинский, 2 — Восточно-Ялтинский, 3 — Гурзуфский, 4 — Алуштинский



этих отложений пески, потенциально являющиеся строительными материалами, распространены широко. Наиболее насыщены песками посткарагатские отложения. К сожалению, посткарагатские пески повсеместно перекрыты довольно значительными по мощности слоями новоэвксинских, древне- и новочерноморских осадков и поэтому в силу экономических причин в настоящий момент интереса как залежи стройматериалов не представляют. Их положение в разрезе, распространение, состав детально описаны в томе «Геология шельфа УССР. Керченский пролив». В качестве потенциальных залежей стройматериалов в акватории пролива интересны новочерноморские отложения, песчаные фации которых развиты в поверхностном срезе и захоронены под илстыми осадками. В тех случаях, когда мощность осадков невелика, захороненные песчаные тела могут представлять интерес как месторождения стройматериалов.

В новочерноморских отложениях, в их поверхностном срезе, площади развития песков и других строймате-

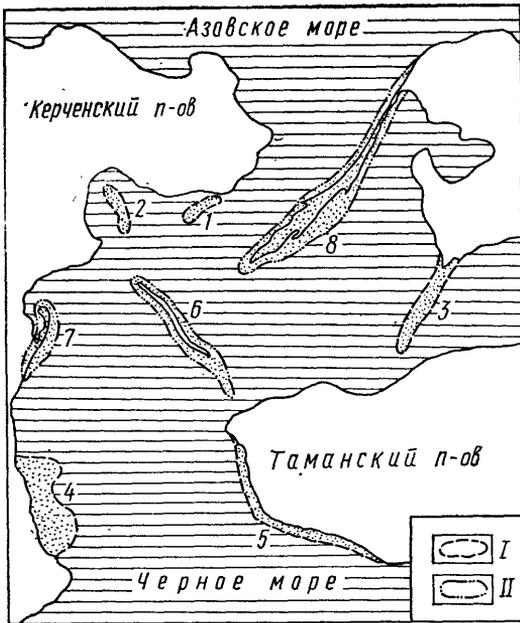


Рис. 34. Залежи строительных песков в Керченском проливе:

I — доступные для разработки (цифры на схеме): 1 — Церковная банка, 2 — Керченская, 3 — Рубанова, 4 — Тобечинская, 5 — Таманская; II — в природо-охраняемых зонах: 6 — Тузлинская, 7 — Аршинцевская, 8 — Чушкинская

риалов достаточно обширны (рис. 34). Сюда следует отнести широко известные аккумулятивные формы — косы Чушка, Тузла, Рубанова, Аршинцевская. Эксплуатация этих аккумулятивных тел как залежей стройматериалов невозможна по причинам природоохранного значения. Они являются результирующими разнонаправленных потоков наносов, играют огромную роль в поддержании современного гидродинамического режима пролива, чрезвычайно важны для биологических процессов в водной среде пролива; по косам проложены линии транспортных коммуникаций, линии связи, созданы причалы и т. д. Ущерб, нанесенный народному хозяйству от эксплуатации этих аккумулятивных тел как месторождений стройматериалов, явно превысил бы возможную выгоду от их разработки. Пожелания производственных организаций, трудности природоохранного, в первую очередь рыбоохранного характера побудили авторов провести геологическую оценку перспектив Керченского пролива на строительные материалы, и в частности оценить возможности залежей, стихийно осваиваемых

организациями Министерства морского флота СССР.

Разработка одной из аккумулятивных форм близ берегов западного побережья, на северо-востоке Керченской бухты, осуществляется уже более десяти лет. Разумеется, при этом наносится определенный ущерб окружающей среде, но масштабы его в общем довольно ограничены. Этот ущерб может выражаться в некотором оживлении оползневой деятельности в прилегающей береговой зоне. Заметного вреда рыбному хозяйству не зафиксировано.

Разрабатываемое Керченским морским торговым портом месторождение Церковная банка — это удлиненное аккумулятивное тело, вытянутое диагонально к западному берегу Керченского пролива в районе пос. Капканы. Оно хорошо выражено в рельефе дна. По изобате глубин 2 м длина Церковной банки 4,6 км, ширина до 1,3. Систематические геологические исследования месторождения не проводились. В силу навигационных причин бурение на нем затруднительно и судить о его геологии можно только по рядом заложенным скважинам (рис. 35, 36).

На рис. 36 в литологической колонке показаны:

I — ил алеврито-глинистый, в нижней части слоя мелкоалевритовый, текучий, текучепластичный. В интервале 2,3—2,5 м встречаются обломки табачной глины с виванитом; II — песок раковинно-детритовый, крупнозернистый, с примесью кварца, плохо сортированный, слабо заиленный. Встречается редкая, хорошо окатанная галька песчаника, алевролита, известняка, халцедона; в верхней части слоя содержание галечного материала значительное; III — ил алеврито-глинистый, темно-серый до черного, в верхней части слоя с прослоями торфа и обильным содержанием раковинного детрита; IV — ил алеврито-глинистый, темно-серый до черного, с незначительным содержанием раковинного материала (до 5%), в интервале 21,2—24,0 м он бурый, светло-серый, с тонкими прослоями детритового песка и мелкого щебня; V — глина темно-бурая, пластичная, с плохо выраженной слоистостью, с отдельными прослоями, обогащенными раковинным детритом и щебнем осадочных пород.

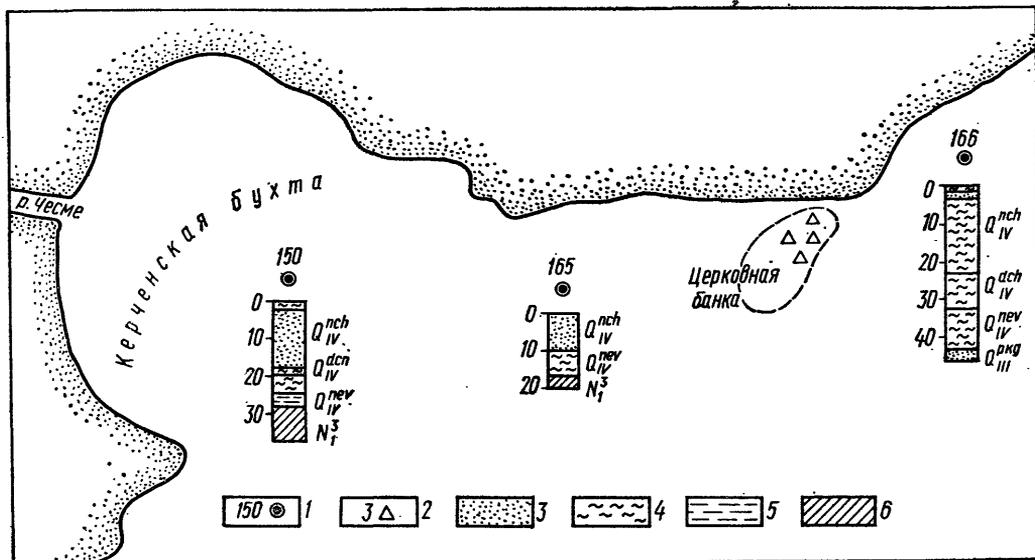


Рис. 35. Расположение скважин и места отбора донных проб в акватории Керченской бухты:

1 — скважины, 2 — точки отбора дночерпательных проб, 3 — пески, 4 — илы, 5 — глины, 6 — породы неогена

В скв. 166 к северо-востоку от месторождения вскрыты ново- и древнечерноморские, новоэвксинские илы, залегающие на песках посткарангата. В скв. 165, заложеной западнее, пройдены новочерноморские пески мощностью до 10 м, лежащие на новоэвксинских илах и глинах неогена. Судя по геологическому расположению Церковной банки, можно предположить, что разрез ее ближе к разрезу скв. 165. Отбор проб для изучения грануломет-

рического состава слагающих месторождение осадков проводился с плавсредств с помощью дночерпателей. Гранулометрический анализ показал сложность и полигенность материала (табл. 16, 17), что подтверждается изучением фракций под бинокуляром. Так, во фракции крупнее 10 мм (10—25 мм) содержатся окатанные обломки алевролита и песчаника, створки и обломки раковин *Cardium* и *Mytilus*. Во фракции 10—7 мм ракушка и ее обломки преобладают, во фракции 7—5 мм содержания зерен алевролита, известковых пород, кремня и обломков раковин примерно одинаковые; во фракции 5—3 мм увеличивается количество

Таблица 16. Гранулометрический состав песков Керченского пролива, %

Проба	Фракция, мм											M _d	S ₀	
	<10	10—7	7—5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01			<0,01
1	9,5	4,1	5,2	11,7	9,3	9,9	14,1	24,8	6,4	2,9	1,6	0,5	0,975	3,17
2	—	1,5	1,1	2,4	2,5	2,1	6,3	64,1	14,7	1,8	0,9	2,6	0,362	1,30
3	—	—	0,2	0,4	0,5	0,6	1,4	51,4	29,1	6,2	2,9	7,3	0,275	1,66
4	—	0,1	1,3	1,2	0,8	0,5	8,8	17,7	58,1	8,8	2,4	0,3	0,197	1,54
5	—	—	—	1,2	2,6	3,8	6,9	25,1	13,2	18,2	12,5	16,5	0,138	3,17
6	—	—	—	0,2	0,4	0,9	4,3	50,1	19,6	5,8	4,2	14,5	0,288	1,96
7	—	—	0,4	0,5	0,4	0,3	1,3	45,1	41,9	7,5	1,8	0,8	0,242	1,57
8	—	—	0,5	1,1	0,7	0,8	2,4	50,0	37,2	3,5	0,8	2,9	0,287	1,54
9	9,3	2,8	4,6	9,7	10,6	10,1	21,4	26,5	1,6	1,1	0,7	1,6	0,925	2,75
10	4,0	6,9	4,1	8,0	8,1	11,1	24,2	27,6	2,3	1,8	1,1	0,8	0,925	2,54
11	4,3	1,6	2,5	5,4	7,4	11,5	28,7	31,0	1,5	2,1	2,1	1,9	0,708	2,06
12	10,2	4,3	7,6	18,4	16,6	15,0	21,8	6,0	0,1	—	—	—	—	2,22
13	8,7	5,1	6,7	17,2	19,1	14,8	23,1	5,2	0,1	—	—	—	—	2,250
14	19,7	3,4	0,8	25,9	12,9	14,1	18,4	4,7	0,1	—	—	—	—	2,950
15	11,6	4,7	2,9	14,5	17,9	17,4	24,6	6,3	0,1	—	—	—	—	2,150

Примечание. 1—6 — св. 146; 1 — гл. 0,2, 2 — гл. 1,5, 3 — гл. 4,8, 4 — гл. 7,6, 5 — гл. 7,8, 6 — гл. 17,9; 7,8 — св. 164; 7 — гл. 1,0, 8 — гл. 4,0; 9—11 — св. 150; 9 — гл. 3,0, 10 — гл. 8,0, 11 — гл. 11,0; 12—15 — пробы с поверхностного слоя месторождения Церковная банка.

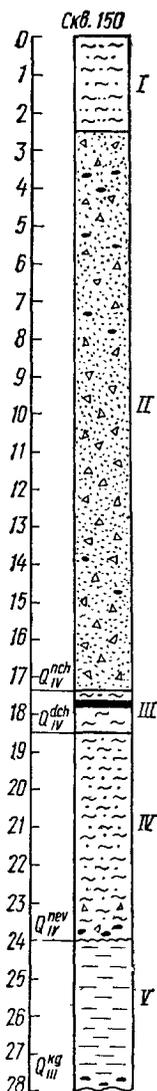


Рис. 36. Геологический разрез по скв. 150

гравия осадочных пород; в остальных более мелких фракциях преобладают обломки раковин с примесью зерен кварца и осадочных пород.

Изучение химического состава песков Церковной банки показало сложное полигенное происхождение этой аккумулятивной формы, возникшей в результате накопления биогенного (карбонатного) и аллювиального или абразионного (силикатно-карбонатного) материала. Это обуславливает высокие содержания CO_2 и CaO , переменные, хотя довольно значительные, количества кремнезема и глинозема.

В единой зоне с Церковной банкой располагается упоминавшаяся скв. 165. Она вскрыла 10-метровую толщю песков, которая как бы продолжается на

запад, в глубь Керченского залива. Акватория Керченского залива является потенциально благоприятной для поисков, разведки и добычи песков, особенно близ устья р. Приморской (Чесме). Пройденная в акватории Керченского порта близ судоходного фарватера скв. 150 вскрыла под 2,5-метровым слоем илов мощную, почти 15-метровую толщю грубозернистых детрито-обломочных песков, текучей консистенции, содержащих редкую гальку песчаника, алевролита, известняка, кремня. Пески слабо заилены. Они залегают на древнечерноморских и новоэвксинских илах, на карангатских и сарматских глинах (см. рис. 36). Как видим, по гранулометрическому и химическому составу пески скв. 150 близки к пескам Церковной банки. Географически они расположены близ устья Приморской, для них характерны наличие значительной примеси раковинного материала и приуроченность к новочерноморским отложениям.

По нашему мнению, можно было бы легко организовать добычу песков непосредственно в акватории порта. Снятие вскрыши илов не составит особого труда, при этом наличие 2,5-метровой илистой покрывки показывает, что современные потоки наносов, выносы р. Приморской проходят ближе к берегу, и поэтому добыча песков в разумных масштабах не нанесет вреда окружающей среде, в частности вряд ли будет способствовать оползневой деятельности на берегах Керченского залива. Постоянная расчистка судоходного канала из порта без существенного вреда для окружающей среды служит подтверждением этому.

В южной части Керченского пролива работами НИС «Геохимик» вскрыт ряд аккумулятивных тел, потенциально интересных как месторождения песков. Это район важной в природоохранном отношении Аршинцевской косы, аккумулятивные песчаные залежи к юго-востоку от устья Чурубашского лимана, вскрытые скв. 145 и 144, и особенно песчаная залежь к юго-востоку от Тобечикского лимана, пройденная скв. 143, 146, 163, 164 (рис. 37, 38).

Обращает на себя внимание географическая близость аккумулятивных песчаных тел к устьям лиманов Тобечик и Чурубаш, в недавнем прошлом служивших оживленными речными артериями. Из античных источников из-

Таблица 17. Химический состав песков Керченского пролива, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	24,72	47,10	62,20	60,70	46,88	53,56	55,74	52,42	11,84	9,62	16,25	1,38
TiO ₂	0,05	0,05	0,11	0,20	0,26	0,11	0,11	0,05	0,05	—	0,05	—
Al ₂ O ₃	2,40	3,20	4,60	7,20	4,30	3,80	5,10	4,30	1,80	1,40	3,10	0,45
Fe ₂ O ₃	1,04	0,62	0,58	1,30	1,86	1,82	0,78	0,84	2,70	2,71	1,95	0,15
FeO	0,72	0,53	0,64	1,00	0,82	0,86	0,75	0,64	0,36	0,35	0,82	0,36
MnO	0,01	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,07	0,05
MgO	2,81	0,20	0,60	0,40	0,30	0,40	0,40	0,40	1,81	0,40	0,60	2,25
CaO	36,45	25,29	15,17	12,92	22,30	19,39	17,98	20,89	42,91	45,52	40,96	51,52
Na ₂ O	0,95	1,28	1,75	2,00	1,60	1,60	1,73	1,42	0,70	0,83	0,81	0,62
K ₂ O	0,48	0,67	1,13	1,71	1,00	0,81	1,14	0,87	0,31	0,24	0,47	0,07
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,09	0,13	0,13	0,14	0,11	0,11	0,24	0,20	0,13	0,12
CO ₂	25,04	14,96	8,80	7,92	14,92	12,32	12,32	13,20	29,92	31,68	27,28	41,36
SO ₃	—	0,17	—	0,27	0,13	—	0,34	0,10	0,24	0,30	0,34	0,14
C _{орг}	0,95	0,66	0,44	0,39	0,48	0,43	0,43	0,67	0,87	0,85	0,72	0,24
П.п.п.	6,78	4,81	3,52	3,19	4,23	4,14	2,57	3,48	5,56	5,34	5,51	1,64
Сумма	99,72	99,82	99,88	99,75	99,64	99,63	99,75	99,58	99,68	99,73	99,66	100,50

Примечание. Обозначения 1—11 те же, что и в табл. 16; 12 — ракушечный песок с поверхностного слоя месторождения Церковная банка.

вестно, например, что по р. Тобечик из глубины степей был вывезен на судне один из боспорских царей, раненый в сражении со скифами.

Наибольший интерес представляет залежь к юго-востоку от лимана Тобечик. Она имеет вид неправильного удлинённого пятна, вытянутого на юго-восток на 3,7 км по длинной оси (см. рис. 37). Пески локализованы преимущественно в новочерноморских отложениях, в поверхностном срезе, местами скрыты под одновозрастными илами незначительной мощности. Мощность песчаной залежи в скв. 146 превышает 20 м, но обычно она меньше — порядка 10 м, в стороны от берега постепенно выклинивается. Возможно, однако, что низы песков в скв. 146 относятся к древнечерноморским и новоэвксинским отложениям. Местами новочерноморские пески подстилаются не только древнечерноморскими и новоэвксинскими осадками, но также мощной толщей посткарангатских кварцевых песков, отложениями карангата и неогена (скв. 163). Залежь песков как бы прилегает к берегу, залегая местами на размытой поверхности неогена (скв. 146). Гранулометрический анализ песков показал их полигенный характер, что выражается в существовании на гистограммах нескольких максимумов. Пески достаточно грубозернисты и пригодны для использования в строительных целях. Химический анализ подтверждает их преимущественно сп-

ликатно-кварцевый характер при значительном (до 20—25 %) содержании ракушино-детритового компонента, особенно в мелких фракциях.

Генетически залежи песков в акватории Керченского пролива довольно разнообразны. Современный срез новочерноморских отложений характеризуется широким развитием песков. Источники материала их довольно различны. В разрезе молодых четвертичных отложений пролива пески также развиты широко. Более древние четвертичные образования развиты фрагментарно, так как они последовательно размывались в ходе позднейших палеогеографических колебаний и деятельности рек, протекавших через пролив. Весьма возможно, что какая-то часть более древних, особенно посткарангатских, песков в ходе перемылов оказалась в составе новочерноморских отложений. Наряду с донным размывом абрадировалась береговая зона, поступал аллювиальный материал рек с западного берега пролива, еще недавно более полноводных; наконец, важную роль играет биогенное накопление ракушино-детритового материала. Очевидно, что крупные аккумулятивные формы — косы Чушка, Тузла, Русанова — возникли в результате размещения материала из разных источников под воздействием гидродинамического режима пролива.

Гидродинамический режим Керченского пролива достаточно сложен. Сила

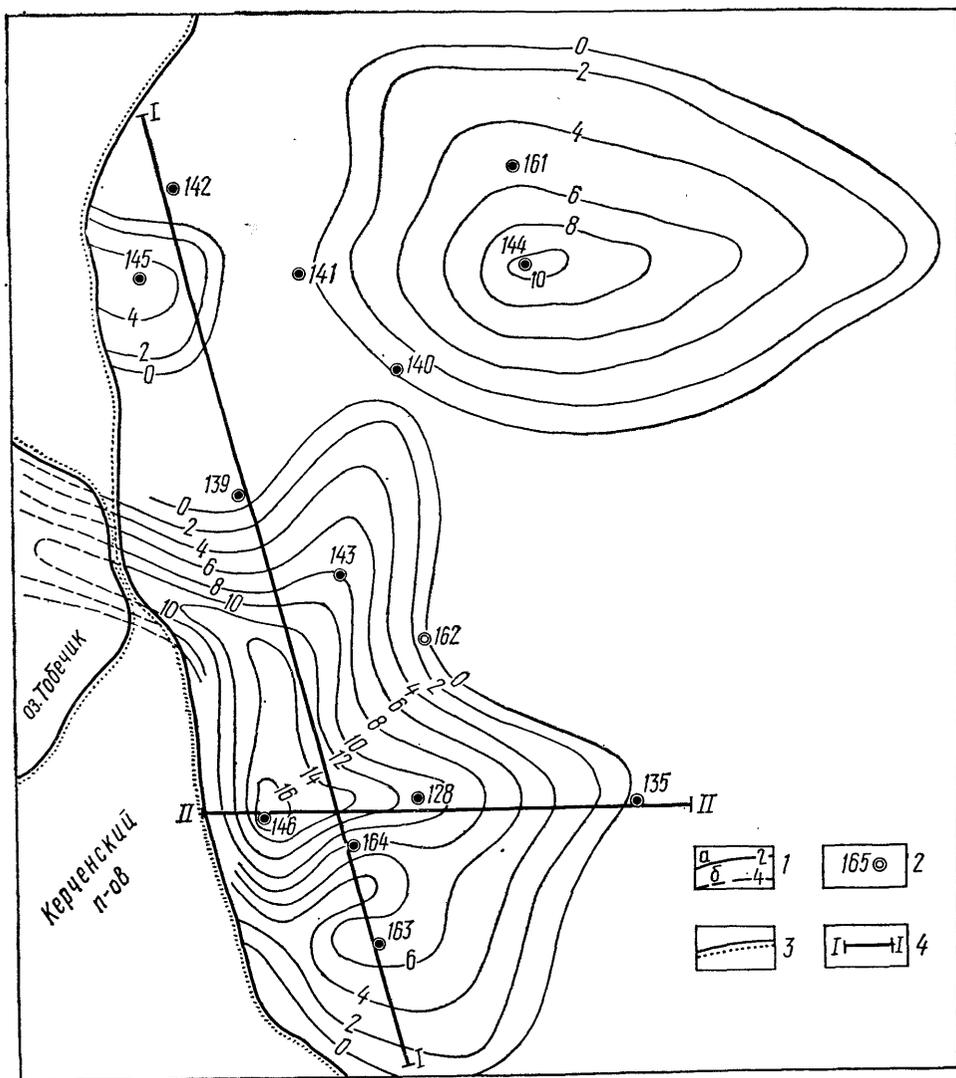


Рис. 37. Развитие песков в южной части Керченского пролива:

1 — изолинии равных мощностей песчаных тел: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — скважины; 3 — береговая линия; 4 — линии геологических разрезов

ветрового волнения в нем обычно невелика, однако ветры создают здесь разнонаправленные течения. По данным керченских организаций гидрометслужбы, в зависимости от господствующих в Черном или Азовском море ветров, а также разностей уровней на концах пролива и пресного баланса Азовского моря в проливе существует три типа течений — устойчивое азовское (преобладает весной и летом), устойчивое черноморское (преобладает зимой и осенью), неустойчивое, слабо переменное по направлению (13—20 % случаев). В зависимости от ветров те-

чения могут прижиматься к тому или иному берегу пролива. Средние скорости устойчивых течений 20—30 м/с, в узких местах — до 40. Этот режим и обуславливает миграцию наносов, — надо полагать, потоки наносов вдоль берега, формирование крупных кос.

В то же время в формировании аккумулятивных форм западного берега пролива, где фиксируется явное тяготение залежей к р. Приморской, лиманам Чурубаш и Тобечик, несомненно, более значительна роль аллювиальных выносов, что и отражается в их литологическом составе. Наряду с этим в зоне стыка пресных и соленых вод, очевидно, существовали приустьевые зоны обитания фауны, что также находит свое отражение в составе песчаных залежей. В итоге они вырисовываются

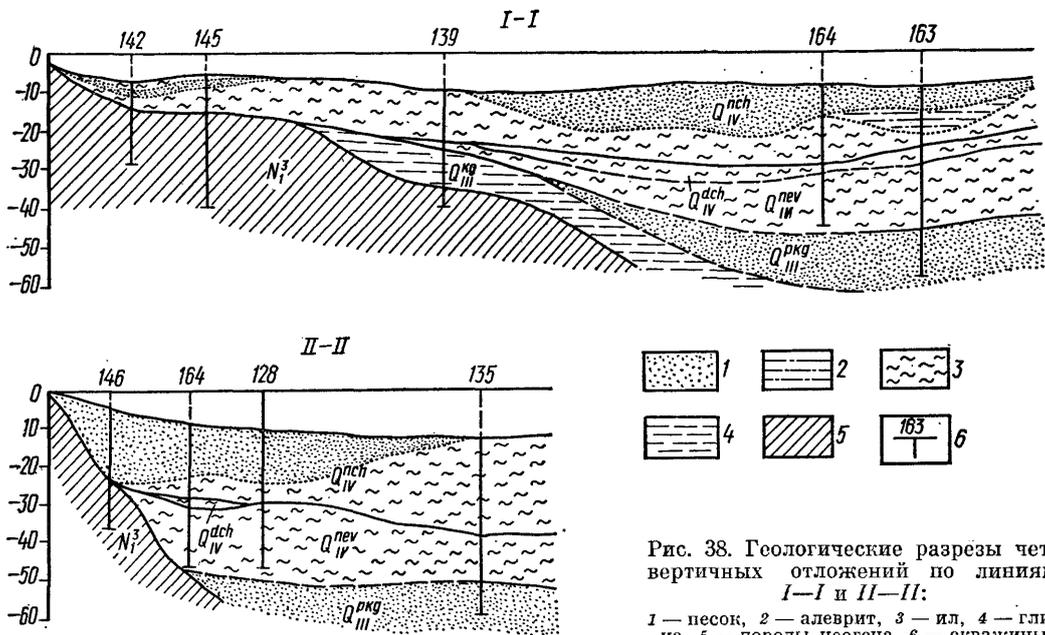


Рис. 38. Геологические разрезы четвертичных отложений по линиям I-I и II-II:
 1 — песок, 2 — алеврит, 3 — ил, 4 — глина, 5 — породы неогена, 6 — скважины

как сложные полигенные образования, закономерности размещения которых во многом определила речная сеть западного берега пролива.

В настоящее время добыча песков в Керченском проливе осуществляется только в одном районе — на Церковной банке, расположенной близ пос. Капканы, вдоль Керчь-Еникальского канала, в 200-метровой полосе. Пески поставляются строительско-монтажным и дорожным организациям Крыма как балласт при строительстве дорог и асфальтобетонных покрытий. Для строительных растворов они не годятся. Пески добываются в значительных количествах — от 82,1 до 350,9 тыс. м³ ежегодно, максимум добычи был достигнут

в 1978 г. Динамика добычи существенно изменяется в зависимости от многих факторов.

Добыча песков (производилась рефулерами) на месторождении Церковная банка Керченским морским торговым портом, тыс. м³ (данные Керченского морского порта):

Год	Объем добычи
1971	183,2
1972	82,1
1973	127,4
1974	129,8
1975	155,1
1976	305,4
1977	264,9
1978	350,9
1979	318,6
1980	209

Г Л А В А III

**РОССЫПНЫЕ
ПРОЯВЛЕНИЯ
ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ**

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ РОССЫПНЫХ
ПРОЯВЛЕНИЙ ЧЕРНОМОРСКОГО
БАСЕЙНА**

Черноморский бассейн является областью широкого развития современных морских россыпных проявлений. Издавна были известны небольшие россыпи в прибрежных районах моря [179]. Попытки обобщить материалы по многочисленным россыпным проявлениям Черноморского бассейна предпринимались еще до ведения геологоразведочных работ в акваториях, а общие перспективы Черного моря пока еще не оценены [23]. Между тем Черноморский бассейн заслуживает тщательного изучения как регион, представляющий огромный научный интерес, и как район возможных находок промышленных россыпей в будущем.

Черное море — крупный внутриконтинентальный водоем. В его пределах проявляется ветровое волнение самых разнообразных направлений, вызывающее воздействие крупной волны на любом участке берега. Энергией волн создаются многочисленные прибрежные течения, которые интенсивно влияют на береговую зону. В акватории Азовского моря, являющегося фактически крупным заливом Черного моря, волнение также достигает довольно значительной силы (высота волн до 2,5 м) и, несмотря на мелководность, приводит к существенной и почти повсеместной проработке береговой зоны. В целом интенсивность гидродинамической деятельности Черного и Азовского морей достаточна для дифференциации осадочного материала (попадающего в

прибрежную зону за счет выносов рек, абразии берегов, размыва морского дна) и создания россыпных рудопроявлений почти в любом районе бассейна. Поэтому важнейшую роль в формировании россыпей играет окружающая бассейн суша. Северо-западный берег Черного и северный берег Азовского морей находятся в зоне определяющего влияния Украинского щита — крупного по площади докембрийского массива, в составе которого преобладают породы кислого состава. Северо-восточная часть Черного моря, его восточные и западные берега окружены более молодыми горными сооружениями Крыма, Кавказа, Балкан. Северная часть западного берега упирается в Добруджу. На юге море ограничивается относительно молодыми сооружениями Турции. В итоге окружающая Черное и Азовское моря суша весьма разнообразна по возрасту, происхождению и поэтому разнохарактерна литологически и петрографически.

Различия геологического строения и рельефа окружающей бассейн суши находят свое отражение в строении шельфовых районов Черноморского бассейна. Северо-запад Черного моря и все Азовское море — это в целом относительно пологие подводные аккумулятивные равнины. В то же время шельф, обрамляющий молодые горные сооружения Крыма, Кавказа, Балкан, а также Турции, представляет собой узкую полосу, довольно круто погружающуюся в море.

Геологическое разнообразие окружающей суши обуславливает разнообразие питающих и терригенно-минералогических провинций Черноморского бас-

Таблица 18. Минеральный состав россыпных проявлений Черного моря по участкам

Ильменит-рутил-цирконовый тип, связанный с древними толщами УЩ			Магнетитовый тип, связанный с альпийскими складчатыми сооружениями		
О-в Джарылгач	Днепро-Бугский лиман	Северное Приазовье	Южная Болгария	Тамань	Грузия
Ильменит	Ильменит	Ильменит	Магнетит	Магнетит	Магнетит
Сфен	Сфен	Сфен	Ильменит	Ильменит	Титаномагнетит
Рутил	Рутил	Рутил	Сфен	Сфен	Ильменит
Лейкоксен	Лейкоксен	Лейкоксен	Рутил	Рутил	Сфен
Анализ	Анализ	Анализ	Лейкоксен	Лейкоксен	Рутил
Брукит	Брукит	Брукит	Циркон	Циркон	Гранат
Циркон	Циркон	Циркон	Хромит	Анализ	Пироксены (авгит)
Магнетит	Магнетит	Магнетит	Гематит	Хромит	Амфиболы
Хромит	Хромит	Хромит	Монацит	Гематит	Эпидот
Гематит	Гематит	Гематит	Ортит	Монацит	Апатит
Гранат	Монацит	Монацит	Пирит	Золото самородное	Биотит
Пироксены	Гранат	Гранат	Борнит	Свинец самородный	Хлорит
Амфиболы	Пироксены	Амфиболы	Сфалерит	Медь самородная	Карбонаты
Эпидот	Амфиболы	Пироксены	Галенит	Киноварь	Гидрогетит
Дистен	Эпидот	Эпидот	Малахит	Малахит	Вулканическое стекло
Андалузит	Дистен	Дистен	Гранат	Куприт	Мусковит
Силлиманит	Андалузит	Андалузит	Пироксены	Ковелин	Оливин
Ставролит	Силлиманит	Силлиманит	Амфиболы	Реальгар	Полевые шпаты
Апатит	Ставролит	Ставролит	Эпидот	Аурипигмент	Роговая обманка
Биотит	Апатит	Апатит	Ставролит	Пирит	
Хлорит	Биотит	Биотит	Апатит	Марказит	
Турмалин	Турмалин	Хлорит	Биотит	Гранат	
Топаз	Топаз	Турмалин	Хлорит	Пироксены	
Корунд	Корунд	Топаз	Глауконит	Амфиболы	
Шпинель	Шпинель	Корунд	Гидрогетит	Эпидот	
		Шпинель		Дистен	
				Андалузит	
				Силлиманит	
				Ставролит	
				Апатит	
				Биотит	
				Хлорит	
				Глауконит	
				Гидрогетит	
				Турмалин	
				Топаз	
				Корунд	
				Шпинель	
				Коллофан	
				Пселомелан	
				Барит	
				Сидерит	

г. Созопола на юге до г. Несебра на севере; россыпные проявления Северного Кавказа — на 20—25 км от Соленого озера почти до мыса Железный Рог; россыпи Грузии на 50 км от устья р. Супса до устья р. Чорохи. И это не максимальные размеры, ибо бедная минерализация развита на более обширной площади. Так, рудный шлик обнаружен вдоль береговой линии всей Южной Болгарии вплоть до турецкой границы. Небольшие россыпи продолжаютя и далее в Турцию, где их проявления найдены в районе Кифталан (18 км западнее пролива Босфор) и в

районе дер. Шиле (40 км восточнее пролива) [181]. В Грузии на пляжах оруденение фиксируется приблизительно на протяжении 250 км [23].

Строение прибрежно-морских россыпей Черного моря не отличается особым своеобразием. Это маломощные, обычно до 0,5—1,0 м, линзовидные залежи, сложенные сериями тонких, порядка нескольких сантиметров линзочек и прослоечков, обогащенных рудными минералами. Для них характерна косая или ритмичная градационная слоистость. Ширина россыпей достигает 50—150 м, длина — сотен метров, первые

километры. Как правило, залежи цепочками тянутся вдоль берега. Они разделены мысами, обедненными зонами, устьевыми участками рек и т. д. Содержание полезного компонента весьма изменчиво: от 500 кг/т (отдельные участки пляжа в Бургасском заливе Болгарии) до почти повсеместных 3—10 кг/т. Размерность рудного компонента тонкопесчаная или алевролитовая. Степень окатанности различная в разных районах, но чаще всего хорошая.

В целом для черноморских россыпей характерна относительная минеральная бедность. Здесь развиты, прежде всего, черноморский космополит — магнетит, который встречается почти повсеместно, хотя и в различных содержаниях; довольно распространены титаномагнетит, ильменит, рутил, циркон, изредка монацит; в аксессуарных количествах местами встречаются золото, хромит, алмаз и некоторые другие минералы (табл. 18).

Единичные редкие находки реальгара, аурипигмента, самородной меди, торита, висмутина, шеелита, галенита, пироморфита, киновари, сфалерита, халькопирита, гематита свидетельствуют лишь о сложной и разнообразной металлогении окружающей суши, не более. Основным пороодообразующим минералом россыпей является кварц, второстепенным — органический кальцит. В то же время список минералов, обнаруженных в россыпях, довольно обширен и включает спорадически встречающиеся, хотя и в заметных количествах, полевые шпаты, моноклинные и ромбические пироксены, амфиболы, гранаты (альмандин, уваровит, пироп, шорломит), энзидот, мусковит, биотит, сфен, апатит, ставролит, андалузит, гидроксиды железа и многие другие.

Влияние окружающей суши отчетливо сказывается на минеральной специализации россыпных проявлений Черноморского бассейна. По минеральному составу можно выделить два основных типа россыпей: ильменит-рутил-цирконовые, иногда с аксессуарным монацитом, и магнетитовые, иногда с титаномагнетитом, цирконом, ильменитом, гранатом.

Первый тип приурочен к северо-западу Черного и Азовского морей и тесно связан с Украинским щитом. В Азовском море эта взаимосвязь носит относительно непосредственный характер.

Россыпные проявления северного берега Азовского моря прямо приурочены к районам Приазовского массива — основной части Украинского щита, с которого снос продуктов коры выветривания осуществлялся мелкими речными артериями Приазовья. Об этом красноречиво свидетельствует изотопный возраст россыпемещающих песков Северного Приазовья, определенный калий-аргоновым методом [121]. Пески в районе кос Кривой, Бердянской, Обиточной, Белосарайской сложены терригенным материалом, образовавшимся от 1320 до 1640 млн. лет назад.

В Черном море ильменит-рутил-цирконовые проявления приурочены к восточной части северо-западного шельфа, зоне накопления материала из Днепро-Бугской и Левобережно-Днепровской питающих провинций. К слову, левобережье Днепра сформировалось в позднем плиоцене под решающим влиянием Днепра. Поэтому, несмотря на сложность установления связей россыпей северо-запада Черного моря с Украинским щитом, они все же представляются несомненными, если учесть транспортировку частиц песчаной размерности на большие расстояния Днепром и Юж. Бугом. Исследованиями изотопного возраста циркона из разных районов Азовского моря и монацита из северо-западной части Черного моря этот вывод подтвержден. Так, изотопный возраст циркона из россыпных проявлений Азовского моря определен в 700—1800 млн. лет; возраст монацита почти повсеместно достигает 2200 млн. лет. Приазовская часть Украинского щита играла, очевидно, решающую роль в формировании россыпей Азовского моря. Изотопный возраст монацита из северо-западной части Черного моря определен в 2,2 млрд. лет, что также позволяет связывать его с размывом древнейших отложений Среднего Приднестровья. Эти данные, равно как и изотопные исследования А. Я. Крылова и др. [121], свидетельствуют о решающем вкладе Днепра и Юж. Буга в формирование тела Одесской банки. Последняя органически связана с огромными по площади толщами песков северо-запада Черного моря.

Все это приводит к мысли о грандиозности выноса аксессуарных компонентов речными артериями и, следовательно, о потенциальной возможности формирования в северо-восточной части района

крупных россыпных проявлений. В современной географической ситуации эта возможность реализовалась в создании крупного по протяженности, но по сегодняшним кондициям непромышленного россыпепроявления ильменит-рутил-цирконового состава на о-ве Джарылгач. Это маломощная (до 20 см) пляжево-дюнная залежь шириной 10—20 м, вытянувшаяся вдоль внешней морской части острова. В разрезе ее фиксируется частая перемежаемость богатых черных рудных линзочек и прослоек мощностью несколько сантиметров с кварцевыми прослоями. Береговые валы, обрамляющие морской склон острова, фактически лишены существенных концентраций черного шлиха, хотя в них постоянно присутствуют рудные минералы.

Геологически район северо-западной части Черного моря изучался неоднократно и разносторонне [153, 166]. Интересны построения З. Т. Новиковой [156, 157] особенно в той части, где показана перспективность новых районов — Древнетарханкутской пересыпи и Чурюмской банки. В то же время несколько усложняет восприятие единой эволюции развития процесса россыпобразования резко меняющаяся в течение короткого (в несколько тысяч лет) промежутка времени картина. В этот отрезок времени не фиксируются резкие палеогеографические изменения, и эволюция процесса россыпобразования, по нашему мнению, должна характеризоваться элементами унаследованности, во всяком случае применительно к району Джарылгач — Теудра. По нашим сведениям (литологическая съемка этого района), наиболее значительные содержания тяжелой фракции приурочены именно к внешней морской береговой полосе о-ва Джарылгач.

Северо-приазовские россыпи неоднократно описывались в литературе [104, 226, 248]; за последние годы новых данных по их геологии в печати не появилось.

Второй тип россыпей Черного моря — магнетитовый — приурочен к береговой зоне молодых складчатых сооружений. Возраст песков в районах развития магнетитовых россыпей [121], определенный калий-аргоновым методом, составляет от 40 до 260 млн. лет. Магнетитовые россыпи Грузии сложены материалом, образовавшимся в диапазоне от 70 до 200 млн. лет. Характерно, что на

юге грузинского побережья — от р. Супсы до р. Чорохи — развиты самые молодые по возрасту пески (40—85 млн. лет). К северу они сложены более древним материалом. Возраст аллювиальных песков очень близок к таковому песков прибрежно-морских отложений, но, как правило, пляжевые пески несколько отличны из-за вдольбереговых перемещений наносов.

Так, в южной части грузинских магнетитовых россыпепроявлений реки выносят несколько более молодой материал, чем пляжевые напосы, на севере, наоборот, более древний.

Возраст северо-кавказских магнетит-гранатовых песков (районы Туапсе, оз. Соленое к северу от Апапы) еще древнее — порядка 260 млн. лет (см. рис. 2). Это в общем-то отвечает данным, полученным по аллювию современного русла Кубани у ст. Варешковской и Темрюка — 230—310 млн. лет, и свидетельствует о важной роли Кубани в формировании анапского пляжа. Рукав Кубани, впадавший в Черное море, перекрыт наносами фактически лишь в прошлом веке. Данных о возрасте бургасских песков нет, но, судя по анализам пляжевых песков из более северного района Болгарии (г. Варна, 105 млн. лет), они тоже достаточно молоды [121]. Налицо, таким образом, минеральные различия россыпей, образовавшихся за счет разрушения разновозрастных питающих провинций.

Наглядное представление о магнетитовых россыпях могут дать залежи Грузии и особенно Южной Болгарии. Магнетитовые россыпи Грузии известны издавна [64], но систематически разведаны и изучены сравнительно недавно Ф. Т. Парцваницы и Н. Т. Оситапвили (1964 г.), а затем К. И. Джанджгавой и Г. Е. Яшвили [79]. По их данным, запасы магнетита в пляжевых отложениях между реками Чорохи и Бзыби протяженностью до 50 км оцениваются по категориям C_1 — C_2 в 45,5 млн. т. Наибольший интерес представляет Урекский участок между реками Супса и Натанеби длиной около 12 км. С начала XX ст. большинство работ проводилось именно в этом районе. Рудоносны прилегающая к берегу полоса мелководий шириной 1—1,5 км и пляжевая полоса шириной от 10 до 70 м, ограничиваемая нимфейской террасой (возраст по ^{14}C 1750 ± 240 лет). Здесь же в 200—300 м далее в сторону

берега установлены новочерноморский береговой вал и терраса (3140 ± 280 лет). Песчаный пляж пологий и создается выносами р. Супса. Магнетит локализуется главным образом в волноприбойной зоне и береговых валах — как в современных, так и древних. Содержание его достигает 10—15 %. С глубиной количество магнетита уменьшается, глубже 15 м концентрации его уже непромышленные, осадки представлены илами.

Кобулетский участок между реками Натанеби и Кинтриши длиной 11 км несравненно беднее. Среди пляжевых отложений преобладают галечники, содержание магнетита не более 3 % [79].

Минеральный состав магнетитового пляжа: полевые шпаты, кварц, мусковит, биотит, биогенные карбонаты, пироксены (чаще всего авгит), магнетит, титаномагнетит, гидроксиды железа; в подчиненных количествах встречены эпидот, роговая обманка, оливин, ильменит, хлорит, сфен, рутил, гранат, апатит; много обломков кристаллических пород, сланцев. На протяжении грузинского побережья состав песков довольно существенно изменяется. Зерна магнетита по размерности, как правило, меньше зерен силикатов. Содержание магнетита в песках определено Л. Конюшевским для участка Натанеби — Супса до глубины 5—6 м и составляет 2 %, но встречаются более богатые участки. Рудные линзочки и прослойки с содержанием до 70 % магнетита достигают мощности 4 см и сосредоточены чаще всего в верхнем метровом слое.

Генетически месторождения Грузии представляют собой подводные валы, пляжи, дюны, отчасти захороненные. Магнетит встречен в толще песков, достигающей мощности 13 м [61] и датированной разными горизонтами четвертичного времени.

Важную и наглядно прослеживаемую роль в формировании магнетитовых пляжей Грузии играют реки Рион, Супса, Натанеби, Ингури, Кодар, Бзыбь и др. Это прибрежно-морские россыпи, созданные за счет выносов аллювия. Вопрос об источнике магнетита и других рудных минералов, как всегда, достаточно сложен и дискусионен. Г. Абиш [1], А. Твалчрелидзе [212] источник магнетитовых песков видят в эффузивах — андезитах и андезит-базальтах Аджаро-Имеретинского хребта. Л. Конюшевский связывает магнетитовые пески района

Натанеби — Супса с разрушением сиецитов р. Натанеби. Весьма вероятно, что все отмеченные источники участвовали в формировании магнетитовых залежей.

Неоднократно пытались эксплуатировать магнетитовые россыпи Грузии — в Гагринском районе и других местах [61]. После Великой Отечественной войны магнетит применялся для утяжеления буровых растворов. К. И. Джаиджагава и Г. Е. Яшвили [79] предлагают заложить на подводном склоне между реками Супса и Натанеби на глубинах 7—10 м два экспериментальных карьера по добыче магнетитовых песков в 10 тыс. м³ каждый. По их мнению, это не вызовет вредных инженерно-геологических последствий.

Также значительны по масштабам и содержаниям магнетитовые пески черноморского побережья Южной Болгарии в Несебрыском и Бургасском заливах. Начиная с 1912 г. их неоднократно описывали в литературе по материалам обследования пляжей [224, 271]. В 1976 г. проводилась совместная советско-болгарская экспедиция на НИС «Геохимик», в ходе которой были разведаны некоторые участки прилежащих к рудным пляжам мелководий [237]. По данным болгарских геологов и исследований на НИС «Геохимик», магнетитовые пляжи, обогащенные рудными компонентами, протянулись на 50 км от г. Несебра до г. Созопола в Несебрыском и Бургасском заливах; далее к югу тянется зона бедного оруденения, лишь близ Босфора и Турции (селения Кифталан и Шиле) вновь появляются участки богатого оруденения с магнетитом, обогащенные ильменитом и цирконом. Основные магнетитовые россыпи представляют собой пляжевые залежи, мощность их невелика — не более 0,4—0,5, реже до 1 м. Ширина рудоносной полосы пляжа до 50—100 м. Концентрации магнетита в пляжевых отложениях Бургасского залива достигают 500 кг/т, но обычно они гораздо меньше — порядка 100—150. Долины рек, особенно Фракийской и Ахелой, а также выступающие в море мысы разрывают полосу пляжей на отдельные залежи.

По всей вероятности, разнообразие типов размещения магнетита и других рудных минералов обусловлено своеобразием геоморфологии разных участков побережья. Так, непосредственно волноприбойная зона и пляж более всего

обогащены магнетитом в укрытых бухтах Бургасского залива. Наибольшее содержание магнетита на подводном склоне берега фиксируется у мысов и прилегающих к ним участках бухт Бургасского залива. Равномерное, по сравнительно невысокое содержание его на пляжах и подводном склоне установлено в Несебырском заливе. По подводному склону пляжа содержание магнетита чаще всего уменьшается, но на некоторых участках его содержится до 10 %, т. е. больше, чем в волноприбойной зоне пляжа. Как показали исследования болгарских и чехословацких геологов, на шельфе содержание магнетита не превышает 3 %. Два участка с такими концентрациями расположены в северной части Бургасского залива. Глубже 10 м содержание магнетита редко превышает 2 %. Вмещающие магнетитовые россыпи осадки — пески; магнетит приурочен к фракциям 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм. Основная масса зерен магнетита на пляже округлой или неправильной формы, изредка встречаются обломки в виде октаэдров, окатанных октаэдров. Отдельные индивиды магнетита мартитизированы. Наряду с магнетитом встречаются ильменит, циркон, хромит, титанит, а также пироксены, гематит, эпидот, гранат, монацит и другие минералы, единичны находки ксенотима, галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и т. д.

Россыпи Южной Болгарии сформировались за счет размыва пород питающей провинции, сложенной двумя крупными структурами — Странджанским антиклинорием и Бургасским синклинорием. В разрезе этих структур выявлены осадочно-вулканогенные комплексы, кислые и основные породы, от протерозоя до юры и мела. Именно их разрушение и привело к формированию рудных залежей. Важнейшую роль в формировании россыпей сыграли реки Ахелой и Фракийская. Их современные выносы и отложения более древних террас, выступающих далеко в море, явились промежуточными коллекторами, размыв которых и создал современные пляжевые россыпи. Погребенные магнетитовые россыпи на шельфе Южной Болгарии пока не найдены.

Заслуживают внимания гранат-магнетитовые россыпи пляжей на Северном Кавказе, к северу от р. Туапсинки и близ оз. Соленого, севернее Анапы [253, 255], а также небольшая магнетитовая

россыпь близ с. Любимовки к северу от Севастополя.

В отложениях современных россыпей были встречены довольно редкие минеральные находки золота и алмаза. Так, по литературным данным [174], золото было встречено в пляжевых осадках Черного моря в дельте Дуная у сел Приморского и Каролино-Бугаз, г. Очакова, с. Коктебеля. Золото из пляжевых отложений Черного моря имеет высокую пробу, достигая у г. Очакова 900—960. Описаны находки электрума и серебра, найденные у Каролино-Бугаза. Нами золото встречено близ оз. Соленого на Северном Кавказе [235, 253]. Как правило, золотинки в пляжевых отложениях уплощены, часто окатаны, что свидетельствует об их дальнейшей транспортировке.

Мелкие единичные алмазы найдены во многих точках Азовского моря и на северо-западе Черного. По данным Ю. Ю. Юрка и др. [264] и О. Г. Сиденко и др. [203], они встречены в устье Дуная на пляжах сел Приморского, Каролино-Бугаз, Сергеевки, в Днестровском и Бугском лиманах, на Тендровской косе и на о-ве Джарылгач, в Коктебельской бухте; в Азовском море — на Обиточной, Бердянской, Белосарайской косах, в Таганрогском заливе (см. рис. 39). По кристалломорфологическим особенностям алмазы с черноморских пляжей подразделяются на две разновидности, отвечающие двум питающим провинциям — западной (Днестровской) и восточной (Днепровской). В целом, однако, распространение алмазов и золота в прибрежно-морских отложениях следует изучать и далее.

Приведенные данные фактически характеризуют современные россыпи Черного моря, сформированные при существующей географической ситуации. Высокий уровень изученности береговой линии Черноморского бассейна не оставляет нам надежд на открытие где-либо современных россыпей, отвечающих ныне существующим условиям. Поэтому внимание геологов должно быть сосредоточено на изучении потенциально промышленных погребенных россыпей. Некоторые благоприятные моменты геологической истории Черноморского бассейна позволяют надеяться на положительные результаты такого рода работ.

Как известно, Черноморский бассейн — полузамкнутый водоем, разви-

тие которого протекало зачастую, особенно в четвертичное время, обособленно от Мирового океана. Поэтому уровень моря колебался весьма существенно. В дочетвертичное время — в неогене — площадь Черного и Азовского морей нередко превышала современную, поэтому вероятные прибрежно-морские россыпи расположены за пределами современных морей — на суше. В то же время контуры Черного и Азовского морей в различные моменты четвертичной истории изменялись довольно значительно. Временами уровень моря несколько превышал современный, временами (чауда, посткарангат) опускался на 60—80 м ниже. Моменты замедленного движения уровня моря зафиксированы в тех или иных положениях береговых террас, которые во многих районах Черноморского бассейна нарушены неотектоническими движениями; диапазон колебаний высотных отметок четвертичных террас, по данным П. В. Федорова [223], В. Попова и К. Мишева [177], изменяется примерно от +(90—100) до —50, реже — до —105 м. Наибольший разброс отметок в Грузии и Болгарии, т. е. в районах развития складчатых сооружений Кавказа и Балкан. В пределах украинской части шельфа эти изменения менее значительны. Именно в пределах такого диапазона отметок в мелководной части моря и береговых террасах над морем и могут быть выявлены морские россыпи.

Обнаруженные в Черноморском бассейне современные россыпи, как отмечалось, относятся к типу прибрежно-морских, локализованных вдоль береговой линии. Естественно, что главной задачей исследования погребенного россыпного оруденения являются поиски древних береговых линий, в первую очередь посткарангатской. Можно ожидать при этом, что металлогеническая специализация потенциальных погребенных россыпных проявлений будет скорее всего соответствовать современной. Иными словами, в Азовском море и на северо-западе Черного моря наиболее вероятны ильменит-рутил-цирконовые россыпи, на Кавказе и в Болгарии — магнетитовые с иными минералами в качестве подчиненных компонентов.

Первые погребенные четвертичные россыпи уже фактически обнаружены грузинскими геологами Ф. Г. Парцва-

ния и Н. Г. Оситапвили в 1964 г. Так, на грузинском побережье в районе между с. Уреки и р. Натанеби в ряде скважин (5, 6 и др.) магнетитовое оруденение было встречено в древнеэвксинских, карангатских, а в приустьевых участках рек — в новоэвксинских и более молодых отложениях. Все эти отложения расположены в прибрежной зоне, но на суше, близ уреза воды. Как отмечают Ф. Г. Парцвания и Н. Г. Оситапвили, К. И. Джанджгава и Г. Е. Яшвили [79], прибрежная полоса Черного моря в районе устьев Риони, Бзыби и Чорохи в течение четвертичного времени почти непрерывно продвигалась в сторону моря, и разрез четвертичных отложений в прибрежной полосе суши достаточно полон. Колхида в целом — это оторгнувший от моря в четвертичное время крупный залив. Большинство же рудоносных районов четвертичного возраста затоплено морем, и поэтому они пока труднодоступны. К перспективным, но пока мало изученным районам относятся весь северо-запад и площади шельфа в северо-восточном углу Черного моря, а также значительные площади Азовского моря. В то же время при проведении поисковых работ на болгарском шельфе наряду с участками морских мелководий в первую очередь должны быть изучены и разведаны прибрежные участки суши Несебьрского и Бургасского заливов, сформированные в результате постоянного развития и наступления рек Ахелой и Фракийская. По нашему мнению, магнетитовые россыпи приустьевых участков болгарского шельфа имеют много общего с таковыми Грузии; бурением на террасах суши можно выявить четвертичное оруденение, сходное по составу с современным. Разумеется, это не исключает поиска россыпей на многочисленных выявленных в море террасах. И для магнетитовых россыпей Болгарии реки играют чрезвычайно важную роль в формировании россыпей. Тем не менее эта роль сводится только к транспортировке рудного материала, закономерности размещения его определяются гидродинамической деятельностью моря.

Несколько иная палеогеографическая ситуация отмечается на северо-западе и отчасти на северо-востоке Азово-Черноморского бассейна. Понижение уровня водного зеркала на 60—80 м, как это имело место в чаудинский или

посткарангатский отрезки четвертичной геологической истории, приводило к осущению огромных районов Черного моря и фактическому превращению Азовского моря в ограниченное по размерам проточное озеро. На осушившихся участках морского дна вероятно развитие не только прибрежно-морских россыпей вдоль древних береговых линий, выраженных реликтами древних аккумулятивных тел, террасами и т. п., но и аллювиальных россыпей по долинам рек, захороненных в процессе последующих трансгрессий моря. Диапазон поисковых критериев на ильменит-рутил-цирконовые россыпи в этих районах, следовательно, существенно расширяется. Собственно говоря, такой тип морских россыпей не является новым в геологической литературе. Достаточно сослаться на затопленные аллювиальные россыпи касситерита у берегов юго-восточной части Азии, аллювиальные россыпи золота у берегов Аляски и т. д. [236]. Следовательно, при поисках в северо-западной части Черного моря необходимо восстановить палеогеографию, наметить береговые линии, древние русла Днепра, Юж. Буга, Каланчака (возможно, это один из древних рукавов Днепра), Днестра и Дуная. Очень интересны данные о древнем русле Кубани в северо-восточном углу Черного моря, переходящем к юго-западу в крупную каньоноподобную долину, прослеженную до глубины 1200 м. Магнетит-гранатовые россыпи в районе оз. Соленого на Тамани содержат небольшие количества золотинок. Обломки углистых сланцев с вкраплением золота встречены А. М. Захаровым на подводном продолжении русла Кубани в море.

Особый интерес представляет изучение древней речной сети в акватории Азовского моря, где береговая линия и древние русла Дона, Молочной и других рек Северного Приазовья являются потенциальным сосредоточием прибрежно-морских и аллювиальных россыпей ильменита, рутила, циркона, возможно, монацита. Ограниченные размеры современных прибрежно-морских россыпей доказывают сложность поисков их четвертичных аналогов. Что касается прибрежных районов моря Болгарии и Грузии, то локальность их шельфа, его относительно резкое погружение делают маловероятным выявление там существенных аллювиальных рудных

скопления в акватории моря, хотя и не исключают таких возможностей совсем.

Несколько сложнее прогнозировать погребенные россыпи, содержащие алмазы. Известны находки мелких единичных алмазов по северному берегу Азовского моря, в ряде точек северо-западной части Черного моря и даже в Крыму близ Карадага [264]. Тем не менее общей оценки современных россыпей и пляжевых отложений еще нет. Возможно, положительным поисковым признаком явятся сосредоточения граната на пляжах в районе оз. Соленого на Тамани, в районе Туапсе и особенно на северо-западе Черного моря близ Днестра. Эти предложения представляются тем более вероятными, что среди преобладающего альмандина установлены хромовые пиропы на Таманском пляже [253] и в северо-западной части Черного моря.

ОСОБЕННОСТИ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

В полосе северного побережья Черного моря почти повсеместно среди отложенных пляжа отмечаются налеты тяжелых минералов. Впервые значительные концентрации титаномагнетита и граната обнаружил С. П. Попов [179] на Таманском п-ове между оз. Соленым и мысом Железный Рог. Впоследствии М. Г. Барковская [23] установила, что повышенные содержания тяжелых минералов встречаются на отдельных участках северного побережья от Таманского п-ова вплоть до устья Дуная. Самые значительные россыпепроявления приурочены к Днепровско-Бугскому лиману и Каркинитскому заливу. Несколько ниже содержание шлиха в осадках пляжа в районе устья Дуная. Побережье Крымского п-ова характеризуется незначительным количеством тяжелых минералов, образующих налеты на пляжах между оз. Донузлав и с. Учкучевка, в Коктебельской и Янышарской бухтах и в Феодосийском заливе.

Масштабы и состав россыпных проявлений на шельфе зависят от акцессорной минерализации поступающего с суши материала.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ

О минеральном составе современных прибрежно-морских отложений северной части Черного моря опубликовано довольно много работ [47, 105, 158]. Минеральный состав донных осадков изучен менее детально [52, 217]. Минералогические исследования необходимы не только для выявления полезных и ценных минералов, но и для установления источников сноса и изучения условий образования россыпей.

Минеральный состав обломочного материала, поступающего в прибрежную зону, довольно разнообразен. Это объясняется различным возрастом и сложным составом комплексов пород, слагающих питающие провинции суши (рис. 40). Непосредственными источниками мобилизации осадочного материала служат породы миоценового, плиоценового и четвертичного возраста юго-западной части Причерноморья и породы мезо-кайнозойского возраста Крымского п-ова. На участке морского побережья между дельтой Дуная и Сухим лиманом основным источником терригенного материала являются глины, лессы и аллювиальные отложения плиоцен-четвертичного возраста, по липии Сухой лиман — Одесса — меотические и понтические глины, известняки с прослоями песков, четвертичные глины и лессы, в районе Одесса — Очаков — те же породы и аллювиальные плиоцен-четвертичные террасовые образования [156]. Плиоценовые пески коренного берега питают прибрежные песчаные отложения Днепроовского лимана [86].

В составе алеврито-песчаных фракций лессовых пород междуручья Днестр — Юж. Буг среди тяжелых минералов преобладают гранат (16,0—22,6 %), ильменит (11,0—17,9 %), амфиболы (3,8—11,0 %), рутил (6,0—9,1 %), циркон (до 6 %). В плиоценовых песках и алевритах кюальницкого яруса (с. Малая Черноморка — г. Очаков, с. Крыжановка) находятся гранат (7,9—39,4 %), ильменит (27,0—50,3 %), лейкоксен (8,7—9,1 %), рутил (5,1—7,8 %), циркон (3,1—8,7 %).

Покровное залегание на больших площадях лессовых пород плейстоцена и аллювиальных террасовых песков, алевритов плиоцена и плейстоцена дает ос-

нование считать их одним из главных источников питания донных осадков тяжелыми минералами [165]. Значительное количество минералов поставляется за счет разрушения бенча, представляющего собой подводные продолжения выступов абразионного берега, реликтовые береговые линии и связанные с ними реликтовые аккумулятивные тела — косы, пересыпи, бары. Самые обширные участки бенча обнажаются в районе Днестровский лиман — Сухой лиман. Они сложены псефитовыми и псаммитовыми отложениями средне-верхнеплиоценовой террасы Днестра.

На траверсе с. Бугово и восточнее г. Одессы под современными морскими отложениями мощности 0,5 м залегают меотические глины. От Одессы до Днепроовско-Бугского лимана площади абразионно-оползневого бенча также сложены меотическими глинами и понтическими известняками, на участках затопленных кюальницких террас — аллювиальными отложениями верхнего плиоцена современных морских песчаных образований.

Меотические отложения, сложенные преимущественно серовато-зелеными глинами с редкими прослоями мелкозернистых песков и алевритов, при размыве их в клифе и бенче являются источниками питания прибрежной зоны терригенным материалом. По данным Г. А. Ткаченко-Тулъчинской [214], в составе песчано-алевритовых фракций меотических глин тяжелые минералы представлены в основном гранатом, цирконом, рутилом, ильменитом, магнетитом, иногда баритом. В меньшем количестве встречаются лейкоксен, ставролит, турмалин. В ряде случаев найдены единичные зерна дистена, эпидота, хлорита, биотита, силлиманита, амфибола и пироксена.

Роль крупных рек северо-запада — Днепра, Юж. Буга и Днестра — в питании тяжелыми минералами прибрежно-морских отложений в настоящее время незначительна, поскольку основная часть песчаного материала, выносимого этими реками, отлагается в лиманах, отгороженных от морей пересыпями и другими аккумулятивными телами [52]. Только аллювиальные наносы Дуная непосредственно попадают в море. Однако реки Причерноморья служили основным поставщиком терригенного материала в прибрежную зону

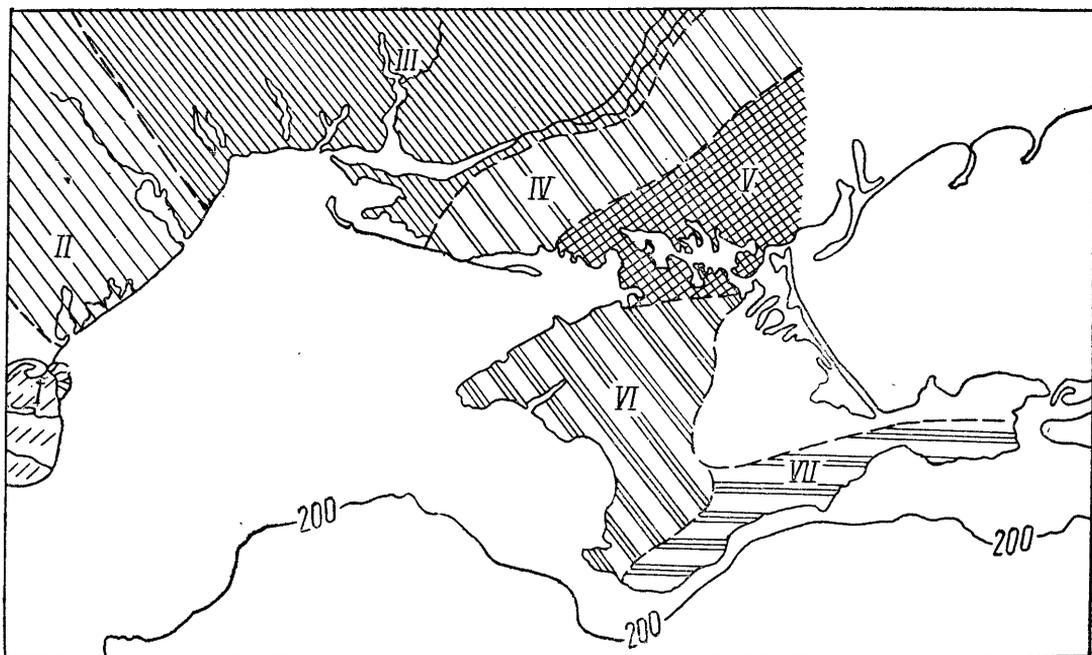


Рис. 40. Питающие провинции Северного Причерноморья [112, 156]:

I — Дунайская, II — Дунайско-Днепровская, III — Днепровско-Днепровская, IV — Днепровская левобережная, V — Присивашская, VI — Западно-Крымская, VII — Крымско-Керченская

при более низком уровне моря, что неоднократно происходило в течение четвертичного времени. Следовательно, минеральный состав аллювия рек этого района является не только отражением состава пород питающих провинций, но оказывает решающее влияние на характер минеральных ассоциаций песчаных отложений, развитых на морском дне.

Анализ русловых отложений р. Днестра и осадков Днестровского лимана показал, что среди тяжелых минералов широко распространены гранат (62,9—80,9%), меньше — ильменит (7,0—9,4%), рутил (2,1—6,5%) и циркон (1,4—2,1%). В составе тяжелых минералов аллювия дельты Дуная преобладают гранат (30—40%), амфиболы (25%), группа эпидота (10—35%); ильменит, лейкоксен и магнетит составляют 5—7% [23]. В единичных процентах встречаются рутил, циркон, сфен, ставролит, дистен, турмалин, апатит. Характерно высокое содержание мусковита, биотита, хлорита. В аллювии р. Днестра основными минералами тяжелой фракции являются ильменит (16,2—31,6%), гранат (8,9—27,9%), амфиболы (10—15%), циркон (1,5—

14,8%), ставролит (2,2—15%) и рутил (0,4—4,8%) [129].

Крымский п-ов — это самостоятельная питающая провинция, отличающаяся по составу от Украинского щита и его обрамления. Значительное влияние на состав донных осадков оказывают мезозойские и кайнозойские отложения Крыма, поскольку более древние палеозойские породы не образуют крупных выходов на дневную поверхность и продукты их разрушения почти не участвуют в осадконакоплении на шельфе. Акцессорные минералы отложений таврической серии представлены комплексом устойчивых минералов, основными из которых являются лейкоксен, циркон, турмалин, рутил, ильменит. В тяжелой фракции до 1% анатаза, брукита, дистена, ставролита, граната, эпидота, цоизита, корунда, магнетита, гематита, апатита, шпроксенов, амфиболов [112]. Вулканогенные породы Горного Крыма обеднены акцессорными минералами. Они представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, цирконом и апатитом. Реже встречаются рутил, сфен, анатаз и гранат [112]. Комплекс акцессорных минералов в интрузивных породах такой же, как и в вулканогенных. Среди тяжелых минералов меловых отложений заметны концентрации ильменита и титаномагнетита. В отложениях палеогена в состав тяжелых минералов входят лейкоксен, ильменит, циркон,

гранат, турмалин, реже магнетит, титаномагнетит, рутил, амфиболы, эпидот, дистен, ставролит, корунд, сфен, анатаз, брукит, хромшпинелиды. Отложения неогена слагают коренной берег и во многих районах западного и восточного побережий Крыма подвергаются абразии. Среди аксессуарных в них установлены магнетит, титаномагнетит, ильменит, лейкоксен, циркон, гранат, турмалин, рутил, анатаз, эпидот, ставролит, силлиманит, пироксены, амфиболы. В четвертичных отложениях в составе тяжелых фракций преобладают рудные минералы железа и титана, циркон и рутил.

В современном аллювии рек Крыма встречены медь, висмут, свинец, пирит, халькопирит, киноварь, галенит, сфалерит, флюорит, рутил, анатаз, брукит, магнетит, ильменит, гранат, циркон, сфен, лейкоксен, силлиманит, турмалин, апатит. Основными являются титаномагнетит, ильменит и циркон. Твердый сток рек играет значительную роль в образовании пляжей юго-западной части Крыма.

Минеральный состав отложений питающих провинций черноморского шельфа, как видим, довольно разнообразен (см. рис. 40). Характерной особенностью его является то, что молодые альпийские складчатые области (Карпаты, Горный Крым) служат источником неустойчивых тяжелых минералов (амфиболов, эпидота). С Украинского щита наряду с комплексом титано-циркониевых минералов в значительном количестве поступает гранат. Осадочные породы Присивашья поставляют в прибрежную зону ильменит, силлиманит, рутил, ставролит.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Поступивший из питающих провинций терригенный материал в виде аллювия рек и продуктов абразии коренных берегов под влиянием вдольбереговых потоков наносов мигрирует в прибрежной зоне, а при помощи разрывных компенсационных течений выносятся к краю шельфа и далее, в глубь моря. Все это приводит к определенной смешиванию первичного осадочного материала на морском дне, т. е. к его интеграции. Эта

сторона осадочного процесса наименее изучена. Дифференциация же обломочных частиц детально освещена в работах Н. М. Страхова. Процессы дифференциации (гранулометрической и минералогической) являются ключевыми не только в общей теории терригенного осадконакопления, но и при решении вопроса об образовании россыпей. Тесная связь размерности россыщеобразующих минералов и вмещающих их рыхлых отложений приводит к образованию повышенных концентраций тяжелых минералов только на определенных участках прибрежной зоны моря. Такими участками, как отмечалось, являются в основном пляжи, реже — подводный береговой склон.

По мере удаления от прибрежной зоны количество тяжелых минералов в современных донных осадках заметно уменьшается и для большей части акватории северо-западной части Черного моря не превышает 1—3 %. Основными минералами тяжелой фракции современных осадков черноморского шельфа Украины являются ильменит, гранат, циркон, рутил, ставролит, амфиболы, эпидот, пироксены, дистен, силлиманит, титаномагнетит, турмалин.

Ильменит более всего распространен в осадках северной части шельфа Черного моря. Максимальные содержания его в тяжелой фракции (более 30 %) обнаружены в западной части Днепровско-Бугского лимана, южнее Тендровской косы, в Джарылгачском заливе. Широко представлен он в прибрежной зоне в районе западного и южного берегов Крыма. Минимальные количества ильменита приурочены к осадкам центрального района бровки шельфа, однако у внешнего края бровки шельфа его содержание относительно повышается (рис. 41, а).

Гранат содержится в наиболее значительных количествах (более 30 %) среди минералов тяжелой фракции донных осадков западной части шельфа, прилегающей к Прут-Днестровской и Днепровско-Бугской питающим провинциям, а также к Керченско-Гаманскому району, южнее линии мыс Такыль — мыс Железный Рог. Минимальные содержания его (меньше 10 %) характерны для осадков центрального и крымского участков шельфа (рис. 41, б).

Циркон в тяжелой фракции до 35 %. Самые высокие содержания его (20—30 %) в осадках Днепровско-Каркинит-

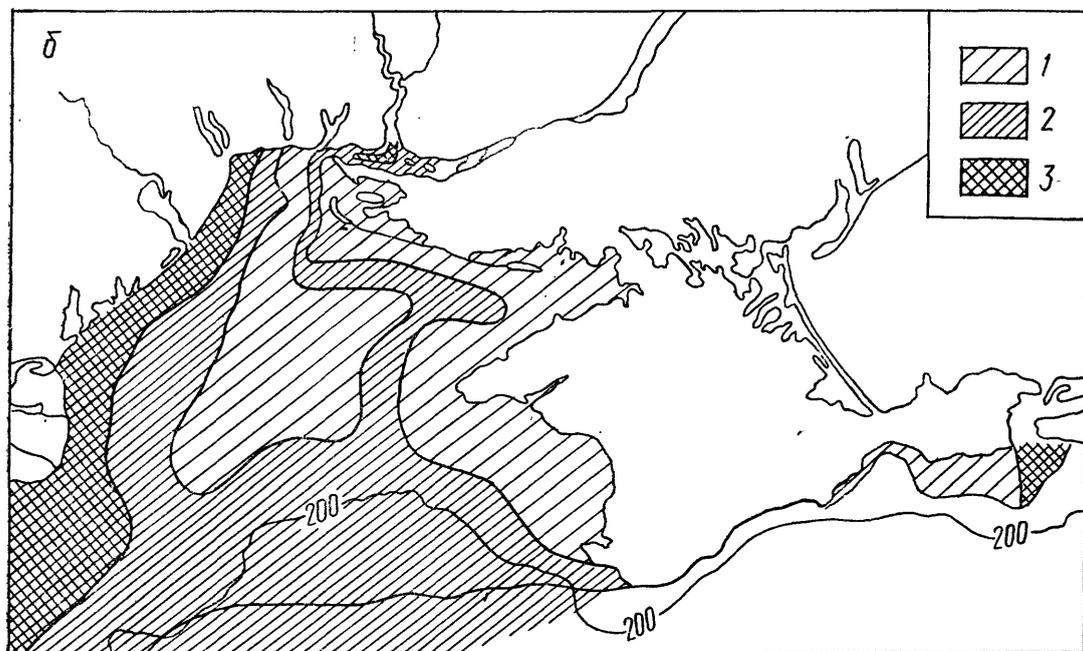
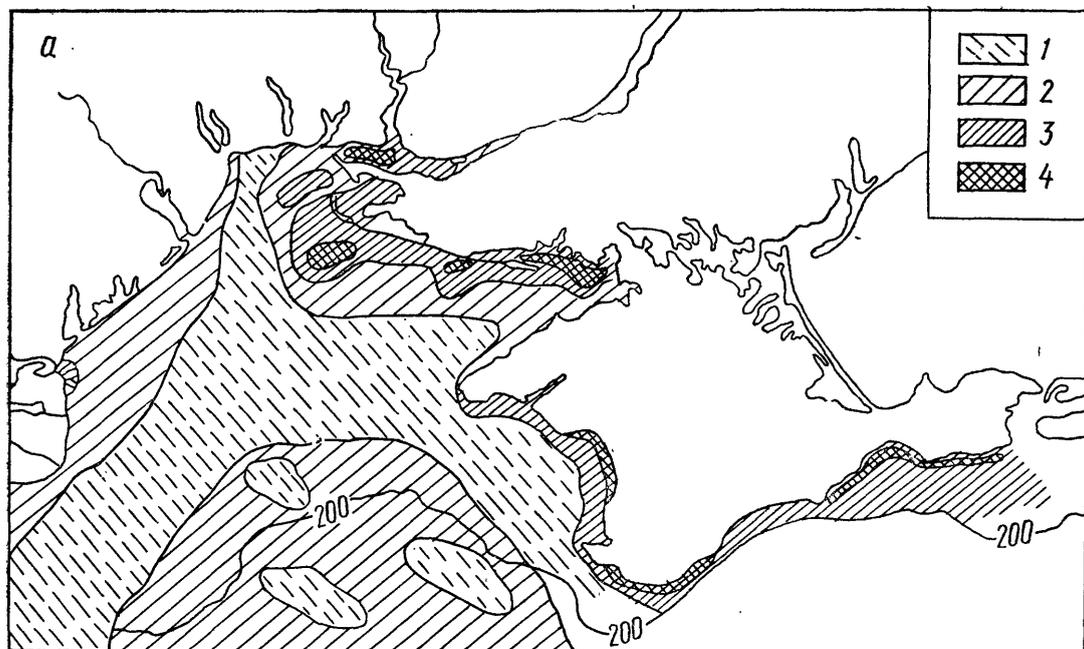


Рис. 41. Распределение ильменита (а) и граната (б) в тяжелой фракции осадков шельфа северной части Черного моря, %:

а: 1 — менее 10, 2 — 10—20, 3 — 20—30, 4 — более 30; б: 1 — менее 10, 2 — 10—30, 3 — более 30

ского участка шельфа, связанного с Днепровско-Бугской и Левобережной питающими провинциями. Менее 10 % его содержится в тяжелых фракциях осадков центральной части северо-за-

падного участка шельфа и на шельфе южного Крыма и Керченско-Таманского района. Зоны, содержащие 10—20 % циркона, протягиваются вдоль Дунайско-Днестровского участка шельфа и широкой полосой от западной части Крыма в юго-западном направлении. Здесь же на континентальном склоне выделяются пятна с повышенным содержанием циркона в осадках (рис. 42, а).

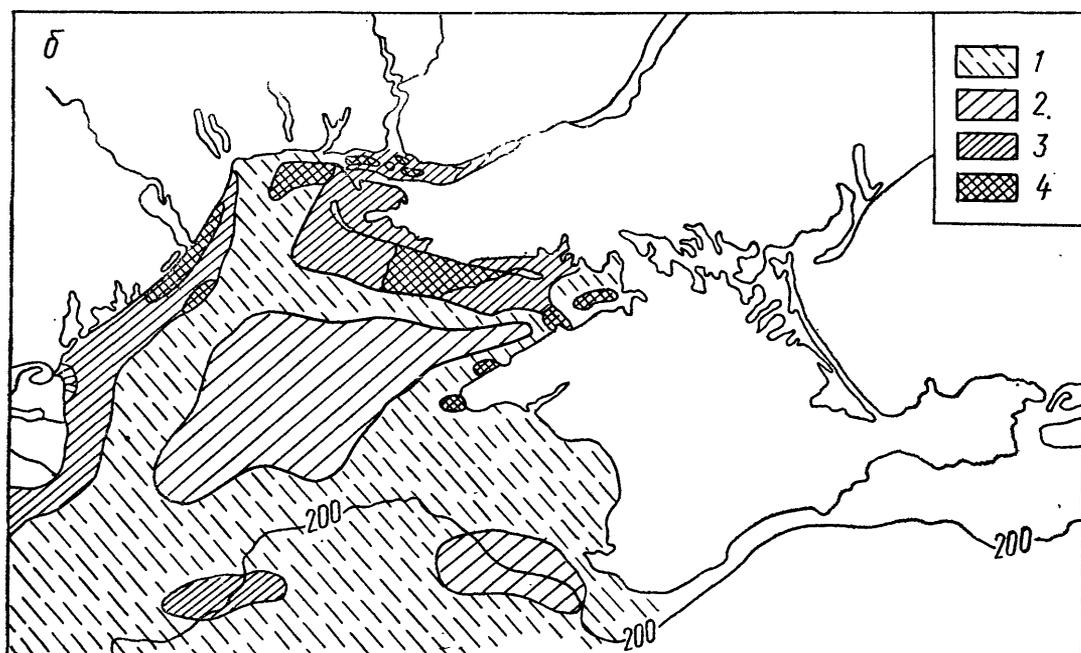
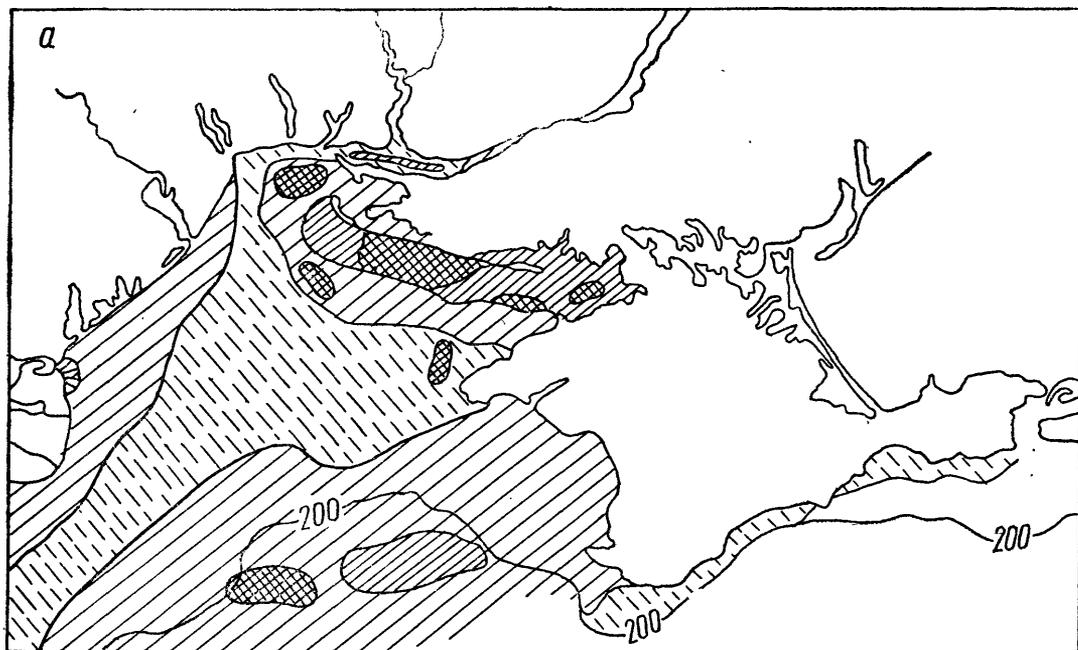


Рис. 42. Распределение циркона (а) и рутила (б) в тяжелой фракции осадков шельфа северной части Черного моря, %:

а: 1 — менее 10, 2 — 10—20, 3 — 20—30, 4 — более 30; б: 1 — менее 1, 2 — 1—3, 3 — 3—5, 4 — более 5

Рутила в тяжелой фракции донных отложений содержится до 10 %. Самые высокие содержания его (больше 5 %) характерны для отложений Днепровско-Бугского лимана, Одесской банки, зоны южнее линии Тендровская коса —

о. Джарылгач и Днестровского взморья (рис. 42, б). Пониженные содержания (меньше 1 %) отмечаются в осадках большей части центрального района северо-западного шельфа, а также крымско-керченского участка.

Распределение других минералов тяжелой фракции в донных отложениях определяются влиянием ближайших питающих провинций.

**ТЕРРИГЕННО-
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
СОВРЕМЕННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА
ЧЕРНОГО МОРЯ
В ПРЕДЕЛАХ УКРАИНЫ**

Приведенные схемы распределения основных россыпеобразующих минералов (см. рис. 41, 42) вместе с анализом распространения некоторых других минералов дают сравнительно полную характеристику минерального состава современных донных отложений шельфа Черного моря в пределах Украины, помогают установить области сноса и основные пути поступления осадочного материала, выявить наиболее перспективные участки для образования прибрежно-морских россыпей.

По установленным нами ареалам распространения основных тяжелых минералов, а также с учетом опубликованных данных [156, 247] в северной части шельфа Черного моря выделены следующие терригенно-минеральные провинции: Дунайская, Днестровская, Одесская, Тендровская, Джарылгачская, Каркинитская, Центральная [247]. Для осадков Дунайской провинции наиболее характерны эпидот, амфиболы, гранат, ильменит, второстепенные — циркон, ставролит, рутил, лимонит. В прибрежных районах этой провинции заметно увеличивается содержание ильменита, граната, рутила, циркона, роговой обманки. Формирование минерального комплекса современных осадков этой провинции происходит за счет выносов Дуная, значительного поступления материала из Прут-Днестровской питающей провинции и частично из бассейнов Юж. Буга и Днестра. Этот материал мигрирует в юго-западном направлении вдоль западных берегов Черного моря.

Под влиянием этих питающих провинций формируется и состав Днестровской провинции. Основными тяжелыми минералами здесь являются гранат, ильменит, циркон, амфиболы, меньшее значение имеют рутил и эпидот.

Минеральный состав Одесской и Тендровской провинций сформировался за счет поступления осадочного материала, выносимого Юж. Бугом и Днестром. Тяжелые фракции Одесской провинции представлены ассоциацией циркона,

граната, ильменита и амфиболов; Тендровской — ассоциацией ильменита, циркона, рутила, граната, меньше — эпидота, ставролита, турмалина. Джарылгачская (ставролит-рутил-ильменитовая) провинция питается терригенным материалом, поступающим с левого бережья Днестра и Северного Крыма. Каркинитская терригенно-минералогическая провинция имеет своим источником Северо-Крымскую и Западно-Крымскую питающие провинции. Основными тяжелыми минералами ее являются ильменит, циркон, амфиболы, эпидот.

На Центральную, наиболее удаленную от суши терригенно-минералогическую провинцию, особенно на ее периферию, влияют практически все питающие провинции северо-западной части Черного моря. В результате длительного переноса и переработки в процессе транспортировки осадочного материала ее формирование происходит за счет наиболее устойчивых минералов — циркона, ильменита, граната. Амфиболы, эпидот и другие неустойчивые минералы представлены в подчиненном количестве.

В пределах шельфа, окаймляющего Крымский п-ов, выделяются две терригенно-минералогические провинции: Западно-Крымская и Крымско-Керченская [412].

По нашим данным, для Западно-Крымской провинции характерными минералами являются ильменит, магнетит, циркон и эпидот. Источниками питания ее терригенным материалом служат осадочные породы южного склона Украинского щита, продукты разрушения которого поставляются в основном Юж. Бугом и Днестром, а также Западного Крыма, откуда спос осуществляется реками Кача, Альма, Бельбек и др. Значительна роль продуктов абразии берегов, сложенных песчано-конгломератовыми отложениями плиоцена.

Характерные минералы Крымско-Керченской провинции — это ильменит, магнетит, гранат, обыкновенная роговая обманка. Отложения этой провинции формируются за счет разрушения магматических пород Горного Крыма и осадочных отложений Керченского и Таманского п-овов, а также за счет выносов палео-Кубани.

Таким образом, в пределах шельфа Украины выделено девять терригенно-минералогических провинций, различ-

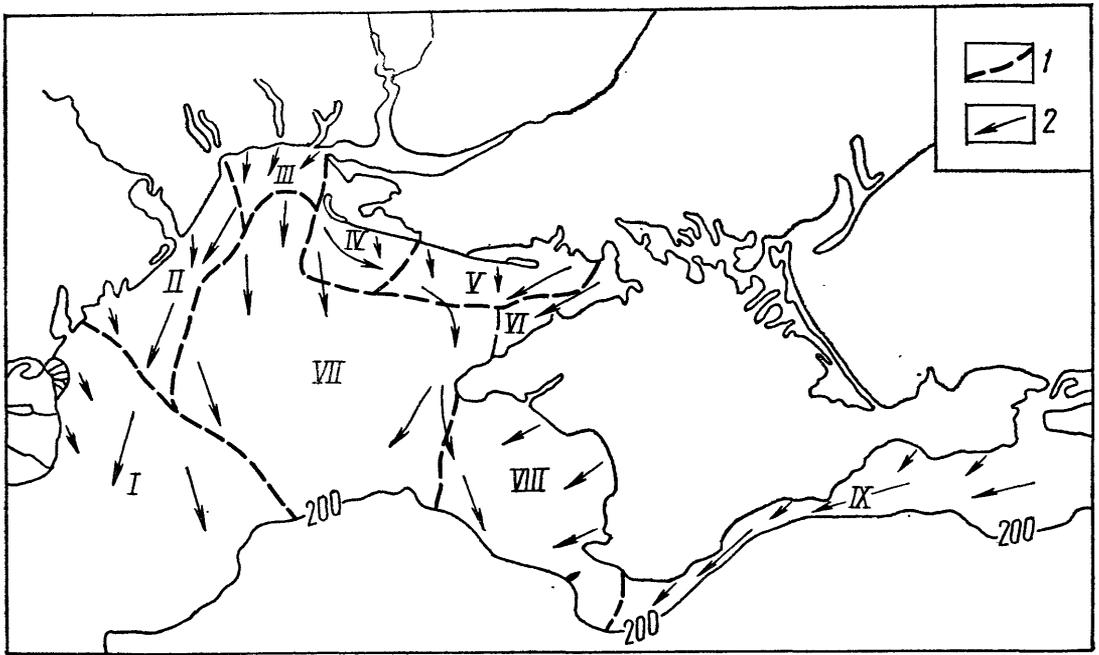


Рис. 43 Терригенно-минералогические провинции современных отложений черноморского шельфа Украины:

I — Дунайская, II — Днестровская, III — Одесская, IV — Тендровская, V — Джарылгачская, VI — Каркинитская, VII — Центральная, VIII — Западно-Крымская, IX — Крымско-Керченская; 1 — границы провинций, 2 — направление миграции терригенного материала

ных по составу и количественным соотношениям тяжелых минералов (табл. 19). В результате минерального районирования черноморского шельфа выяснилось, что влияние береговых питающих провинций более или менее отчетливо проявляется в минеральных комплексах донных осадков. Однако на шельфе нередко происходит частичное или полное смешивание минеральных комплексов питающих провинций, поэтому ма-

териал, поступающий из нескольких питающих провинций, объединяется в одну сложную терригенно-минералогическую провинцию седиментации.

Качественным и количественным изучением минерального состава осадков определены некоторые черты миграции тяжелых минералов в осадках. Кое-какие терригенные минералы по мере удаления от берега образуют широкие полосы относительно высоких концентраций, вплоть до внешнего шельфа и материкового склона. Анализ распределения основных тяжелых минералов позволил наметить пути их миграции на шельфе (рис. 43).

При рассмотрении схемы путей миграции можно отметить, что для северо-

Таблица 19. Среднее содержание тяжелых минералов в тяжелой фракции современных осадков черноморского шельфа Украины, %

Провинция	Ильменит	Гранат	Циркон	Спавролит	Рутил	Эпидот	Дистен	Турмалин	Магнетит	Амфибол	Щепоксен
Дунайская	18,8	28,9	9,2	2,5	2,1	6,1	0,4	1,0	+	7,9	0,7
Днестровская	16,3	31,1	15,4	1,1	5,8	1,2	—	0,1	+	8,8	0,3
Одесская	10,5	14,6	22,1	0,5	1,0	2,1	0,5	1,7	+	7,3	0,3
Тендровская	29,5	4,1	27,5	2,7	5,7	3,8	0,4	0,7	+	2,3	0,7
Джарылгачская	30,2	3,2	20,3	4,9	8,9	3,4	4,2	0,5	+	2,4	0,9
Каркинитская	24,7	3,8	21,7	9,3	4,5	8,2	0,3	0,6	+	9,6	0,8
Центральная	19,9	18,9	20,1	1,9	2,9	0,5	—	1,2	0,3	1,0	1,2
Западно-Крымская	18,3	3,2	8,9	0,2	0,4	5,8	3,8	3,7	10,8	2,6	1,4
Крымско-Керченская	26,9	10,8	6,4	—	0,5	6,9	0,3	0,9	13,6	9,9	4,1

Примечание. Знак «+» показывает, что данный минерал встречается отдельными зернами, знак «—» — не установлен.

западной части шельфа в общем наиболее типично центростремительное направление, хотя в западной (дунайско-днестровской) части под действием течений пути миграции тяжелых минералов несколько отклоняются и направлены в основном параллельно берегу, а не по нормали к нему, как в северном и северо-восточном районах этой части моря. Аналогичное явление наблюдается на шельфе Крыма, где в результате действия циркуляционных течений Черного моря, направленных против часовой стрелки, миграция терригенного материала идет параллельно берегу с востока на запад [247].

В целом основным источником питания осадочным материалом шельфа Украины служили крупные водные артерии северо-запада — Дунай, Днестр, Юж. Буг, Днепр. Выносимый ими терригенный материал прослеживается на всем северо-западном шельфе Черного моря и даже на материковом склоне. Для крымской части шельфа основную роль играли продукты абразии берегов. На керченско-таманском шельфе в питании донных осадков значительное участие принимает также материал, выносимый палео-Кубанью через Керченский пролив.

СОВРЕМЕННЫЕ РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

В северо-западном районе шельфа Черного моря сосредоточены самые значительные современные россыпепроявления, характерные для этого водоема. Большинство из них приурочено к приустьевым участкам береговой зоны, и лишь отдельные, самые крупные, отмечаются в отложениях аккумулятивных тел, не имеющих прямой связи с выносами рек (рис. 44). Повышенные содержания тяжелых минералов чаще всего отмечаются в пляжевых отложениях Днепровского, Бугского и Днестровского лиманов, где известен целый ряд россыпепроявлений.

Значительная россыпь тяжелых минералов в этом районе приурочена к отложениям о-ва Джарылгач, расположенного в Каркинитском заливе Черного моря. Длина острова около 25 км, ширина до 5. Он соединяется с корен-

ным берегом узкой (150—500 м) пересыпью длиной около 20 км. Высота острова над уровнем моря 2—3 м. Впервые повышенные концентрации ильменита, циркона и рутила в песках пляжа о-ва Джарылгач были установлены в 1948 г. [23]. В дальнейшем поисками и изучением россыпей здесь занимались ряд производственных организаций и научных учреждений.

Россыпь о-ва Джарылгач сложена мелкозернистыми, хорошо сортированными в основном пляж южной части острова, а также вдоль его северного побережья крупность песков увеличивается за счет примеси раковинного детрита. Вообще в отложениях о-ва Джарылгач существенная роль принадлежит органогенному материалу. Пески пляжа о-ва Джарылгач содержат 1—60 % тяжелых минералов. Самые высокие концентрации естественного шлиха образуются в центральной части его южного побережья. К дистальному окончанию острова и корневой части пересыпи, соединяющей его с суши, содержание тяжелых минералов в песках заметно уменьшается (рис. 45).

В центральной части о-ва Джарылгач россыпь тяжелых минералов представлена в виде отдельных прерывистых полос длиной 25—100 м, шириной 5—10 м, мощность рудных слоев до 0,3 м. Ильменита в среднем 10—15, а циркона 2—3 кг/м³. Содержание этих минералов в дюнных песках, развитых несколько выше полосы пляжевых отложений, заметно меньше.

На подводном береговом склоне южного побережья о-ва Джарылгач, в зоне развития подводных валов, значительных концентраций тяжелых минералов не установлено. Относительно повышенное содержание тяжелой фракции (1,4 %) определено на мористом склоне второго вала (рис. 46). На остальных участках подводного склона выход тяжелой фракции составляет 0,15—0,4 %. Интересно, однако, отметить, что в осадках подводного склона имеет место очень высокая степень минералогической дифференциации, особенно в районе второго подводного вала. Здесь среди тяжелых минералов наряду с ильменитом преобладает циркон (28—33 %), содержание которого в направлении к береговой линии резко уменьшается и составляет на пляже 9 %.

Повышенные содержания тяжелых

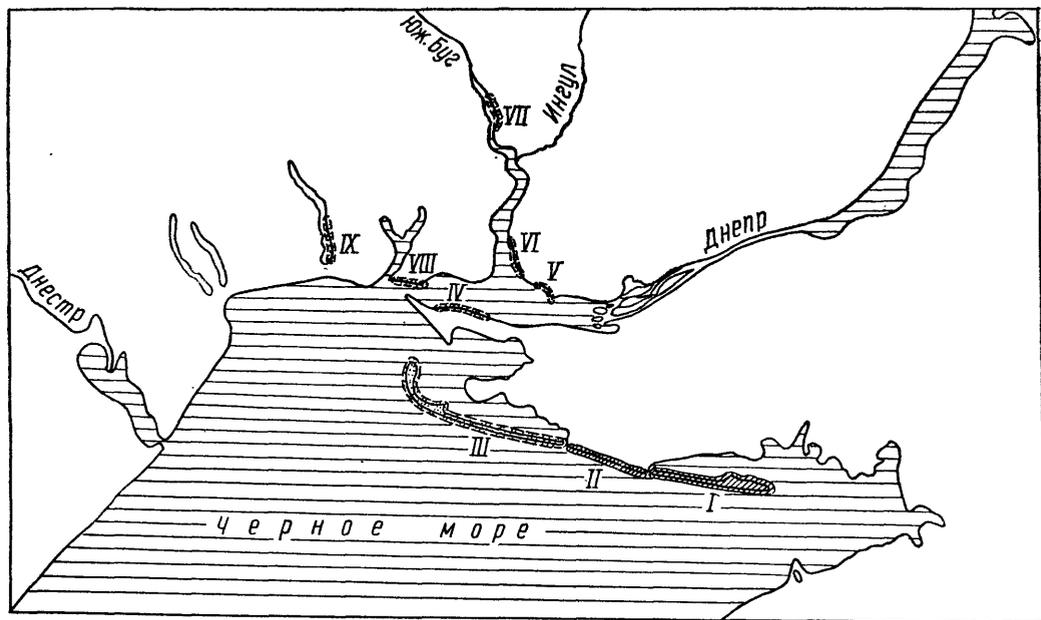


Рис. 44. Россыпные проявления в прибрежной зоне северо-западной части Черного моря:

I — о-в Джарылгач; II — Новоалексеевский участок; III — Тендровская коса, IV — Кинбурнская коса; участки: V — Станиславский, VI — Лупаревский, VII — Галициновский, VIII — Очаковский, IX — Капустинский

минералов не обнаружены и в донных отложениях Джарылгачского залива, где они составляют 0,01—0,5 %. Самые высокие содержания тяжелой фракции (0,2—0,5 %) в заливе отмечаются в районе Калацкачской и Чурюмской банок.

Основными минералами тяжелой фракции отложений Джарылгачского залива, как о-ва Джарылгач, являются ильменит, ставролит, циркон, гранат, турмалин, лейкоксен, силлиманит, дистен, рутил, эпидот.

К западным окраинам Джарылгачского залива примыкает Тендровская коса. В начале своего развития аккумулятивные формы Джарылгач и Тендра представляли собой единую систему в виде бара [96, 153]. В настоящее время здесь существуют два потока наносов, направленных в сторону косы Тендра и о-ва Джарылгач (от разделяющего их участка материкового берега). В районе Тендровской косы и участка, сочленяющего ее с о-вом Джарылгач, развиты две небольшие россыпи: Новоалексеевская и Тендровская.

Новоалексеевская простирается от Джарылгачского залива на востоке до Тендровского залива на западе на про-

тяжении 26,7 км. Она состоит из двух участков, разделенных узкой полосой до 500 м, где концентраты шлиха не образуются. Ширина россыпей проявления 10—200 м, средняя мощность рудных слоев около 0,3 м. Россыпь в среднем содержит ильменита 69 кг/м³, циркона 15 и рутила 9.

Пески пляжа и донных образований Тендровской косы отличаются незначительным содержанием тяжелых минералов: ильменита 0,4 кг/м³, циркона 0,1.

Проведенные исследования показали, что современные проявления россыпей в районе о-ва Джарылгач и Тендровской косы приурочены к пескам надводной части крупных аккумулятивных тел. На подводном склоне прибрежной зоны и в акватории залива повышенных концентраций тяжелых минералов не образуется. Не установлены повышенные содержания их и в разрезе морских отложений (рис. 47).

Скв. 170, пробуренная на расстоянии 0,3 км к югу центральной части о-ва Джарылгач, вскрыла толщу песка и алеврита новочерноморского и новоэвксинского возрастов общей мощностью 12 м, подстилаемую карангатскими глинами. Пески мелкозернистые, хорошо сортированные, вниз по разрезу постепенно переходят в алеврит, который с глубиной становится все более глинистым. Содержание тяжелой фракции в этих отложениях незначительное (0,01—0,85 %) и увеличивается в верхней части разреза песков. Комплекс

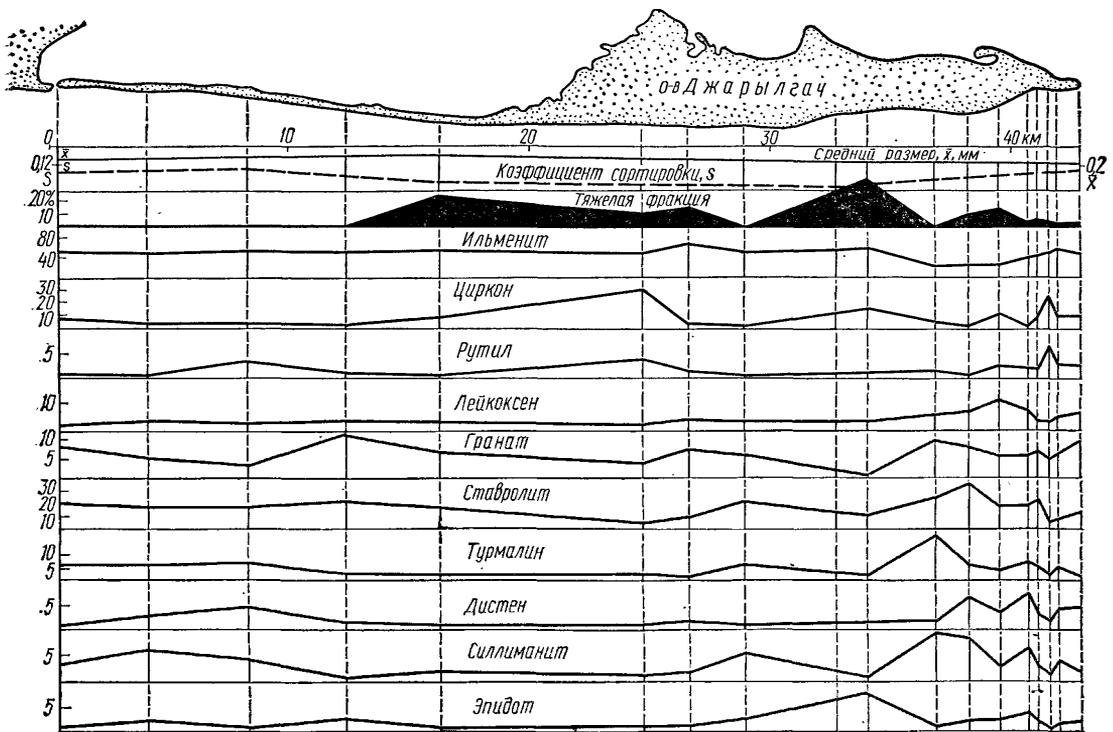
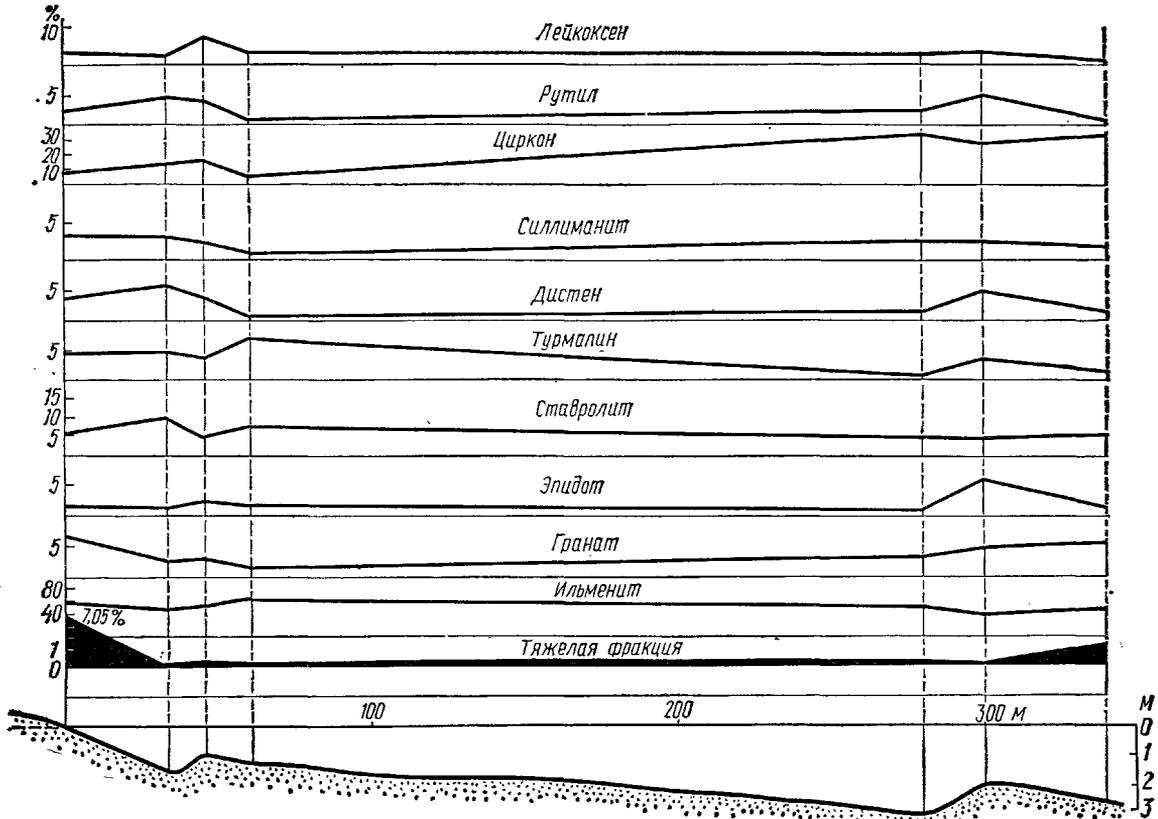


Рис. 45. Распределение тяжелых минералов вдоль о-ва Джарылгач

Рис. 46. Распределение тяжелых минералов в поперечном профиле дистального окончания о-ва Джарылгач



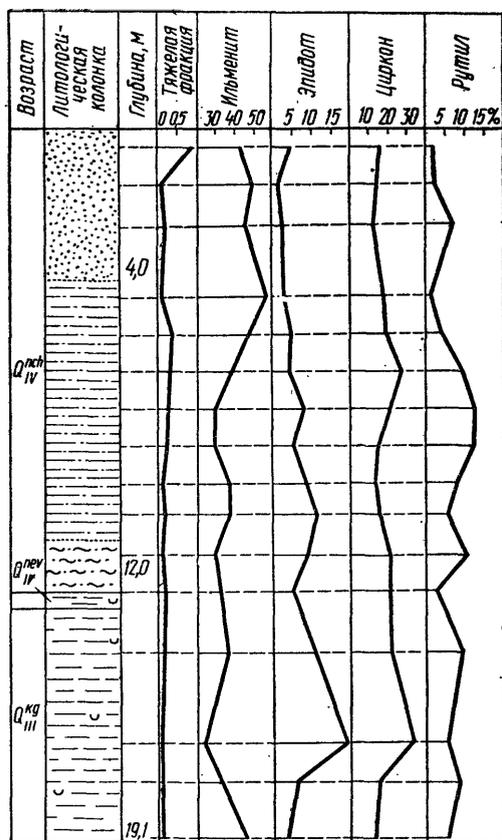


Рис. 47. Распределение тяжелых минералов в толще морских отложений южнее о-ва Джарылгач (скв. 170):

1 — песок, 2 — алеврит, 3 — ил алеврито-глинистый, 4 — глина, 5 — ракушечник

тяжелых минералов отложений новочерноморского возраста представлен в основном ильменитом, цирконом, рутилом, лейкоксеном и другими устойчивыми минералами и в этом отношении близок к минеральному составу современных донных отложений северной части Каркийтского залива и песков аккумулятивных тел. В составе тяжелой фракции карангатских глин отмечаются повышенные содержания гидрогетита (до 70,7 %) и пирита (до 57,2 %).

РОССЫПНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ДНЕПРОВСКО-БУГСКОГО ЛИМАНА

В районе устьев Днепра и Юж. Буга формируется ряд участков с повышенным содержанием тяжелых минералов. Реки не имеют непосредственного со-

общения с Черным морем, а впадают в обширный лиман, образовавшийся в результате затопления приустьевых участков рек в ходе новейшей черноморской трансгрессии. Проявления россыпей приурочены к прибрежным лиманным отложениям (см. рис. 44).

Днепровско-Бугский лиман — это удлиненная в широтном направлении мелководная акватория площадью около 1000 км². Максимальная длина его (с запада на восток) составляет около 70 км, ширина 20. На основной части акватории глубина не превышает 5 м.

Северный берег лимана имеет сложные очертания и строение, что обусловлено чередованием абразионных форм и аккумулятивных образований. Береговые обрывы местами достигают высоты 30—40 м. Аккумулятивные образования — это неширокие пляжи и продолжения мысов. Южный берег лимана — низменный, заросший тростником и местами заболоченный — является северным бортом Кинбурнской косы. Лиман открывается в Черное море в районе дистального окончания Кинбурнской косы и мыса Очаков. Современные осадки Днепровско-Бугского лимана представлены в основном алеврито-глинистыми разностями, а также песками, развитыми в прибрежной зоне лимана.

В районе Днепровско-Бугского лимана повышенные содержания тяжелых минералов в основном приурочены к пескам пляжа. Пески кварцевые, среднезернистые, хорошо сортированные. Вдоль прибрежной полосы лимана формируется ряд участков россыпных проявлений (см. рис. 44).

Станиславский участок расположен на северо-восточном побережье Днепровского лимана между западной окраиной с. Станислава и одноименным мысом. Длина россыпепроявления 2,5 км, ширина до 15 м, мощность рудных слоев около 0,3 м. Эта небольшая россыпь отличается высоким содержанием ильменита — 50—1500 кг/м³, циркона в ней 2—80, рутила 3—140. Лупаревское проявление тяжелых минералов находится в устье Бугского лимана, на левом берегу, против южной окраины с. Лупарево. Общая длина его составляет около 5 км, ширина до 20 м, мощность рудных слоев 0,3—0,4 м. Содержание ильменита здесь 150—450 кг/м³, циркона 2—17 и рутила 5—45. Галициновское россыпепроявление расположено в верховье Бугского лимана, против

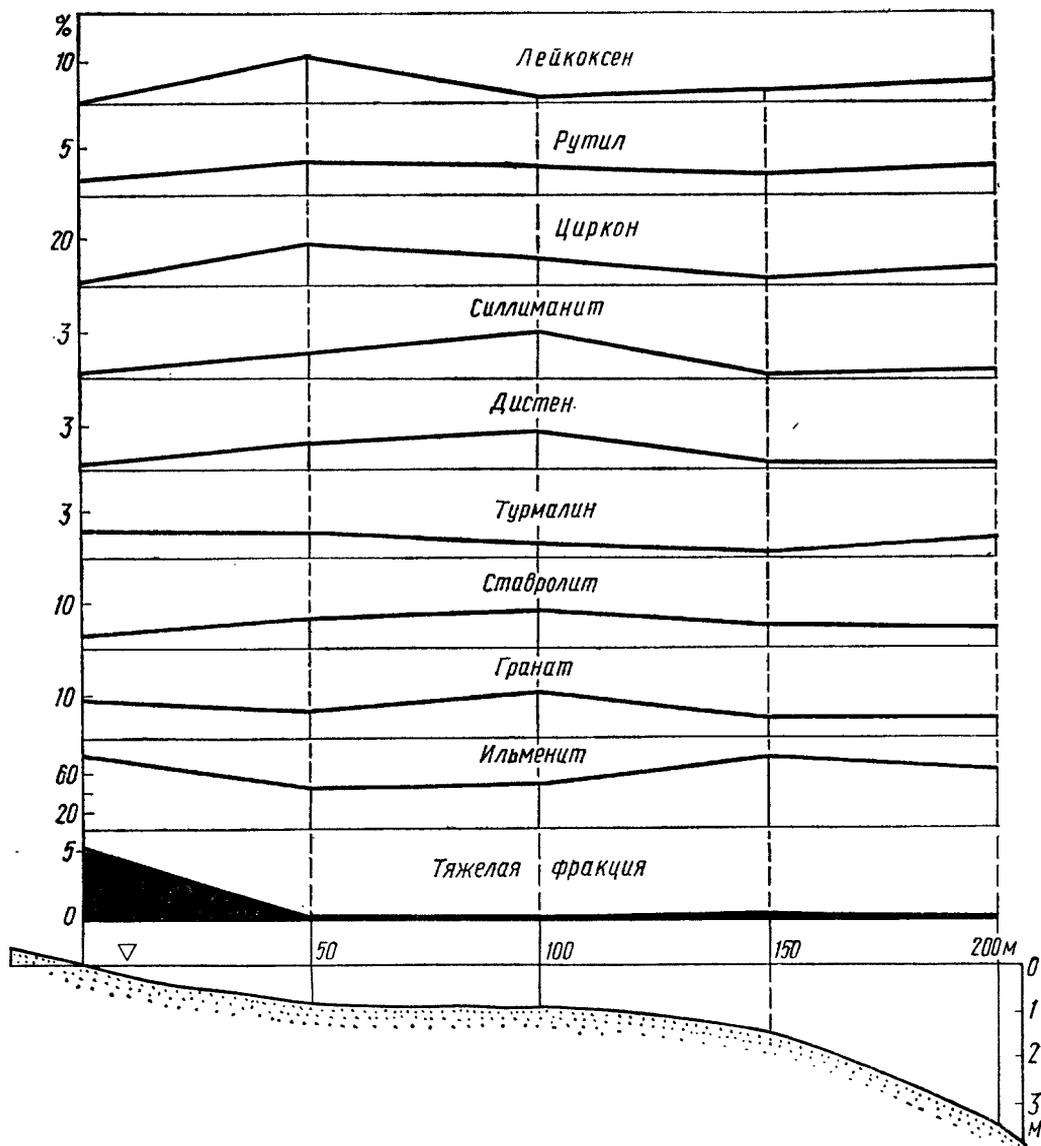


Рис. 48. Распределение тяжелых минералов на подводном склоне Днепровско-Бугского лимана, район мыса Станислав

с. Галициновки, где в полосе пляжа протяженностью 5,5 км формируются два небольших участка длиной 2,1 и 1,1 км, шириной около 7 м и мощностью рудных слоев 0,1—0,3 м. В россыпях содержится ильменита 15—400 кг/м³, рутила 2—15 и циркона до 2.

Очаковское россыпепроявление расположено при выходе из Черного моря в Днепровско-Бугский лиман и простирается от Березанского лимана до мыса Очаков. Длина его около 9 км, ширина от 5 до 50 м, мощность рудных слоев 0,3—0,7 м. Содержания ильменита из-

меняются от 5 до 530 кг/м³, циркона — достигают 8, рутила 15. В районе южного побережья Днепровско-Бугского лимана незначительные концентрации тяжелых минералов отмечаются в песках пляжа Кинбурнской косы, а также Ягорлыцкого п-ова, расположенного между Кинбурнской и Тепдровской косами. Общее содержание россыпных минералов в песках Кинбурнской косы и Ягорлыцкого п-ова низкое: ильменита 0,3 кг/м³, циркона 0,1.

К группе россыпных проявлений Днепровско-Бугского водоема можно отнести небольшую Капустинскую россыпь, расположенную на левом берегу Тилигульского лимана, против с. Капустино. Протяженность ее около 2 км,

ширина 10—50 м, мощность до 1 м. В ее песках содержится ильменита 7 кг/м³, циркона 2 и рутила 7.

Таким образом, формирование повышенных концентраций тяжелых минералов в районе Днепровско-Бугского лимана происходит в основном в условиях надводной части пляжа. На подводном склоне прибрежной зоны содержание тяжелых минералов резко уменьшается (рис. 48). Так, в песках подводного берегового склона лимана на расстоянии до 200 м от уреза воды (Станиславское россыпепроявление) содержание тяжелой фракции составляет 0,2—0,5 %. Повышенных концентраций тяжелых минералов в современных осадках акватории Днепровско-Бугского лимана не установлено. Выход тяжелой фракции здесь преимущественно составляет от 0,01 до 1,1 %. Относительно более высокие содержания ее характерны для осадков прибрежной полосы южного побережья Днепровско-Бугского лимана. Эта полоса резко сужается от устья Днепра к дистальному окончанию Кинбурнской косы. Заметные количества тяжелой фракции отмечаются также в районе северо-восточного побережья лимана (на отрезке от устья Юж. Буга до устья Днепра), минимальные — в центральной части акватории (против устья Юж. Буга).

Миперальный состав осадков Днепровско-Бугского лимана несколько отличается от состава осадков северной части Каркинитского залива. В лиманных отложениях изредка появляется монацит, в значительно больших количествах содержатся амфиболы, гранат, циркон. Основные минералы — ильменит, циркон, гранат, ставролит, рутил, лейкоксен.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Приведенные данные о характере распространения современных россыпных проявлений северо-западной части шельфа Черного моря свидетельствуют о том, что все они, как правило, приурочены к отложениям пляжа и фиксируют положение современной береговой линии моря и его лиманов. Поэтому поиски более древних погребенных россыпей должны заключаться в восста-

новлении палеогеографической обстановки на шельфе Черного моря в связи со значительными колебаниями его уровня в четвертичное время.

Начальный этап четвертичной истории Черноморского бассейна характеризовался тем, что уровень Чаудинского водоема был несколько ниже современного уровня Черного моря [223]. Высокое положение чаудинских отложений в береговых террасах на Керченском и Таманском п-овах (35—40 м) и Кавказском побережье (около 100 м) связано со значительными тектоническими поднятиями этого региона альпийской складчатости. Поэтому более широкое распространение отложений чаудинского возраста следует ожидать в пределах акватории Черного моря. В последнее время они установлены бурением в глубоководных котловинах моря.

На шельфе чаудинские отложения развиты менее по сравнению с первоначальным распространением, поскольку на отдельных участках они полностью размывты реками в период постчаудинской регрессии моря. Отложения чаудинского возраста удалось обнаружить в Каркинитском заливе, на структурном поднятии Голицына [166]. Представлены они мелкозернистыми кварцевыми песками и алевроитами, отдельные прослой которых обогащены раковинным детритом. Содержание тяжелой фракции в чаудинских отложениях достигает 0,15—0,4 %. В ее составе преобладают (в %): ильменит (40,6—42,5), гранат (9,4—16,1), циркон (7,4—13,2), дистен (3,7—10,1), лейкоксен (6,2—8,8) и рутил (5,9—7,3); меньшие содержания эпидота (2,6—6,4), ставролита (2,5—4,6) и амфиболов (2,3—3,7).

В конце чаудинского времени произошла глубокая регрессия и окраины бывшего морского бассейна превратились в сушу. Северо-западная часть Черного моря в постчаудинское время была континентальной равниной, прорезанной палеоруками Днепра, Юж. Буга, Днестра и, возможно, Калапчака, который мог протекать вдоль Каркинитского залива [162]. Аллювиальные отложения постчаудинского возраста представлены в основном кварцевыми песками (от мелко- до крупнозернистых) с примесью зерен кварца и полевых шпатов гравийной размерности, с включениями обломков и гальки осадочных пород неогенового возраста, а также гранита (палео-Днепр) и кремней (палео-

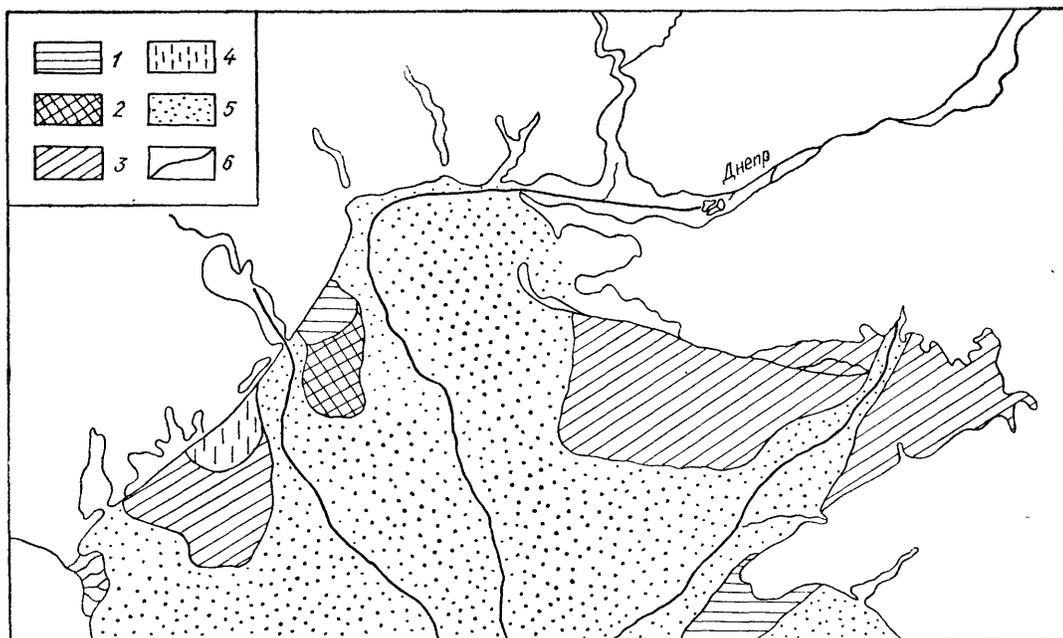


Рис. 49. Распространение плейстоценовых отложений на северо-западном шельфе Черного моря:

1 — отложения неогенового возраста; плейстоценовые отложения: 2 — карангатские, 3 — посткарангатские лиманно-морские, 4 — эолово-делювиальные, 5 — аллювиальные, 6 — реки

Днестр). Содержание тяжелой фракции в постчаудинских отложениях составляет 0,1—0,2 %. Минеральный состав ее соответствует комплексу тяжелых минералов пород питающих провинций, описанных ранее.

Выше отложений постчаудинского возраста залегают древнеэвксинские. Встречены они в основном на Дунайско-Днестровском участке шельфа и в районе Каркинитского залива (рис. 49); распространены на некотором удалении от береговой линии. Мощность их достигает 19,5 м. Литологически представлены глинами, алевритами, песками и ракушечниками. Пески кварцевые, мелкозернистые. Ракушечники встречаются на шельфе на значительном удалении от современной береговой линии в виде прослоев среди песков и алевритов. Мощность их 0,6—1,3 м. Содержание тяжелой фракции достигает 0,12—0,23 %. Основными минералами ее являются (в %): ильменит (35), циркон (15), гранаты (25—30), рутил (10), амфиболы (18), дистен (8), силлиманит (7), ставролит (8—10), лейкоксен (10—12), турмалин (10), эпидот (5).

Карангатские отложения залегают

стратиграфически выше. Наиболее широко они развиты на Дунайско-Днестровском участке шельфа. В виде отдельных пятен встречаются вдоль северного побережья Каркинитского залива и в других местах северо-западного шельфа Черного моря, залегают на абсолютных отметках от —32,8 до —12,1 м. Максимальная мощность их достигает 20,7 м. В кровле карангатских отложений установлены посткарангатские и более молодые осадки общей мощностью до 11,3 м. В отдельных случаях карангатские породы выходят непосредственно на поверхность морского дна (скв. 133, северо-восточнее дельты Дуная). Карангатские отложения представлены алевритами, глинами, ракушечниками, реже — песками. Содержание тяжелой фракции колеблется от 0,04 до 0,44 %. На Дунайском шельфе в ней преобладают гранат (47,5 %), ильменит (25,5 %); есть лейкоксен (9,3 %), ставролит (4,9 %) и циркон (2,5 %); в Каркинитском заливе (скв. 170) — ильменит (21,8—45,9 %), циркон (21,4—33,2 %), лейкоксен (3,9—12,8 %), гранат (4,0—8,8 %), рутил (3,0—8,3 %), амфиболы (2,4—5,9 %) и ставролит (0,8—2,5 %).

После карангатского времени уровень Черного моря испытывал неоднократные колебания. С ними связаны посткарангатская и новозэвксинская трансгрессии, которым предшествовали регрессивные этапы, один из которых особенно четко

проявился в предновоэвксинское (собственно посткарангатское) время, когда северо-западный шельф превратился в сушу.

Посткарангатские отложения представлены в основном континентальными породами — лессовидными сугликами, супесями и песками. Субаэральные образования развиты в основном на Дунайско-Днестровском шельфе. Мощность их достигает 10,5 м. Это желтовато- и красновато-бурые суглинки, супеси, а также хорошо сортированные желтоватые кварцевые пески, мощность которых по отдельным скважинам составляет не менее 9—10 м. Содержание тяжелой фракции в этих песках 0,3—0,41 %. На Дунайско-Днестровском участке шельфа в тяжелой фракции преобладают гранат (52,5 %), ильменит (16,8 %), лейкоксен (8,3 %), циркон (4,4 %), турмалин (3,9 %), ставролит (3,4 %) и рутил (2,3 %). Посткарангатские пески аллювиального происхождения встречаются на обширном пространстве северо-западной части шельфа Черного моря. Они заполняют в основном погребенные палеодолины Днепра, Днестра, Юж. Буга. Мощность их до 18,4 м. Пески кварцевые, средне- и крупнозернистые, с включениями гравийно-галечного материала, умеренно сортированные. Содержание тяжелой фракции 0,13—0,49 %. В ее составе доминирует ильменит (40,5 %); в меньшем количестве представлены: гранат (16,4 %), лейкоксен (7,7 %), циркон (7,1 %), рутил (6,3 %), дистен (4,9 %), эпидот (4,8 %) и амфиболы (4,7 %).

Новый этап в развитии Черноморского бассейна связан с новоэвксинской трансгрессией, которая началась примерно 14—15 тыс. лет назад. Ход ее считается непрерывно-поступательным с переходом в древнечерноморскую и завершающую новочерноморскую фазы [153, 223, 235]. По данным бурения, в Керченском проливе установлена регрессия на границе новоэвксинского и древнечерноморского горизонтов. Значительные колебания уровня моря характерны и для новочерноморского времени [223]. В течение новоэвксинского времени также имели место заметные изменения уровня бассейна, о чем свидетельствует наличие лессовидных пород среди отложений, содержащих новоэвксинский лиманно-морской комплекс фауны. В Каркинитском заливе новоэвксинские отложения содержат

прослой лагунного ила с пресноводной фауной. Вверх и вниз по разрезу от этого прослоя постепенно нарастает соленость, которая по своему уровню соответствует солености вод новоэвксинского бассейна.

Новоэвксинские отложения развиты в более узких контурах по сравнению с современной береговой линией северо-западного шельфа Черного моря. В виде широких языков, совпадающих с палеодолинами Днепра, Днестра и осевой частью Каркинитского залива, они далеко проникают в направлении границ внутреннего шельфа. На этих участках установлена их максимальная мощность — 22,5 м. Отложения новоэвксинского возраста представлены в основном кварцевыми песками, мелкозернистыми, хорошо сортированными, которые вверх по разрезу часто переходят в алевриты. Кроме того, как отмечалось, для отложений этого возраста типичны лагунные илестые осадки, часто с прослоями торфа мощностью 0,1—0,3 м. Торф является характерной составной частью разреза Одесской банки. Возраст отложений этого разреза большинство исследователей считают новоэвксинским [95, 153]. В действительности зарождение Одесской банки произошло значительно раньше, начиная с постчаудинского времени, когда в связи с понижением уровня моря воды Днепра и Юж. Буга начали выносить на шельф значительные массы песка.

Содержание тяжелой фракции в отложениях новоэвксинского горизонта несколько выше по сравнению с более древними отложениями. В общем по разрезу новоэвксинских отложений оно составляет от 0,14 до 1,81 %. Верхняя часть разреза новоэвксина, по данным З. Т. Новиковой [157], заметно обогащена тяжелыми минералами (1—5 %), максимальное количество которых установлено на гребне Одесской банки (18,1 %). Кроме Одесской банки повышенные содержания тяжелых минералов установлены при входе в Каркинитский залив. Основными минералами тяжелой фракции новоэвксинских отложений являются: ильменит (27,5—39,9 %), гранат (15,7—20,8 %), ставролит (4,7—12,6 %), дистен (4,9—9,7 %), лейкоксен (2,2—9,2 %), амфиболы (5,5—7,1 %), циркон (3,4—5,5 %) и рутил (2,1—2,7 %). Самые значительные количества ильменита, циркона и рутила приурочены к району Одесской бан-

ки и Каркинитского залива, гранат тяготеет главным образом к Днестровскому участку шельфа (см. рис. 41, 42).

Древнечерноморские отложения отмечаются в осевых частях затопленных долин, а также в районе Одесской банки. Контуры их распространения несколько шире по сравнению с таковыми новоэвксинского возраста. Древнечерноморские отложения мощностью до 7,2 м представлены в основном кварцевыми песками, мелкозернистыми, хорошо и умеренно сортированными, с примесью раковинного детрита, а также мелкоалевритовыми илами со значительным содержанием ракуши. Содержание тяжелой фракции в них 0,05—0,25 %. Качественный состав комплексов тяжелых минералов по сравнению с таковым новоэвксинских отложений не изменился. Отмечается некоторое уменьшение общего содержания тяжелой фракции, основное количество которой, как и в новоэвксине, сосредоточено в районе Одесской банки и в Каркинитском заливе. Максимальные содержания ильменита, циркона и рутила также приурочены к Днепровско-Каркинитскому участку шельфа. Повышенные содержания граната отмечаются в отложениях Дунайско-Днестровского участка шельфа (см. рис. 41).

Новочерноморские отложения наиболее распространены на шельфе Черного моря. Самые значительные их мощности приурочены к некоторым аккумулятивным телам — Одесской банке и району о-ва Джарылгач. Так, южнее о-ва Джарылгач на его подводном склоне скв. 170 вскрыла новочерноморские отложения мощностью до 12,0 м. С учетом надводной части острова общая их мощность составляет не менее 15 м. Представлены они мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками с раковинным детритом, а также алевритом и илами со значительным содержанием ракуши. Содержание тяжелой фракции в песках составляет 0,03—0,85 %. Наиболее значительные содержания ее характерны для отложений Одесской банки и Каркинитского залива. В тяжелой фракции песков Одесской банки преобладает ильменит (57,1 %), меньше граната (14,9 %), дистена (8,3 %), лейкоксена (5,1 %), рутила (5,5 %), ставролита (3,4 %), амфиболов (2,4 %) и циркона (0,8 %). В Каркинитском заливе количественные соотношения тяжелых минералов имеют несколько иной харак-

тер, основные из них (в %): ильменит (28,9—55,6), циркон (13,2—27,9), лейкоксен (2,0—13,9), рутил (1,6—12,8), гранат (0,1—12,2), амфиболы (0,8—11,4), ставролит (0,8—10,0) и дистен (1,9—7,2). Ильменит, циркон и рутил распределены почти так же. Максимальные содержания их отмечаются в районе Одесской банки и Тендровской косы, а также на отдельных участках в Каркинитском заливе. До 40 % граната определено на Дунайско-Днестровском участке шельфа. Терригенно-минералогические ассоциации повочерноморских отложений сходны с комплексами минералов современного слоя донных отложений отдельных участков шельфа.

Оценивая в общем перспективы поисков погребенных россыпей на шельфе Украины, предпочтение можно отдать району Одесской банки. Он граничит с участком наиболее интенсивного современного россыпеобразования — Днепровско-Бугским лиманом, куда терригенный материал поступает с Украинского щита. С этой питающей провинцией могут быть связаны и погребенные россыпи. Поскольку на шельфе наиболее крупным аккумулятивным телом является Одесская банка, то ее следует рассматривать как объект с возможными погребенными залежами титаноциркониевой руды.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

Россыпи занимают видное место в ряду месторождений полезных ископаемых. Особенно велика их роль в добыче золота, платины, олова, алмазов, редкоземельных элементов, циркония и титана. Возрастной диапазон образования россыпных месторождений охватывает период от докембрия до сегодняшних дней. Регионально россыпи распространены от тропиков до арктических областей. Все это накладывает свой отпечаток на их изучение. Специфические особенности отдельных типов россыпей отражены в серии сводных работ. Россыпям золота посвящены капитальные труды Ю. А. Билибина [35] и Н. А. Шило [232], алмазов — работы В. С. Трофимова [219], Б. И. Прокопчука [183], древним россыпям титана и циркония — И. И. Малышева [141], Г. С. Момджи [150], С. И. Гурвича и др. [76]; современные комплексные прибрежно-

морские россыпи изучали А. А. Аксенов [5], Е. Н. Невесский [153], Е. Ф. Шнюков [236], В. Г. Ульст [221] и др. Однако законченного обобщающего учения о россыпях еще не создано. В этом плане заслуживает внимания работа Г. В. Нестеренко [154].

Несмотря на глубину научного анализа и широту изучения процессов россыпеобразования, в приведенных работах понятие «россыпь», на наш взгляд, раскрыто не полностью. С этой точки зрения определенный интерес представляет следующая формулировка: россыпь — поверхностная залежь полезных ископаемых, формирующаяся в результате механической концентрации минеральных частиц, образованных при выветривании горных пород [215]. В зависимости от размера россыпи бывают промышленными и непромышленными. К последнему термину близко примыкает такое понятие, как «россыпное проявление» [232].

Среди россыпей различают современные и древние; древние подразделяются на погребенные и ископаемые [220]. Погребенные относительно более молодые и сохраняют связь с реликтами древнего рельефа, захороненного под небольшой толщей осадочных пород. При выделении ископаемых россыпей решающими являются тектонические факторы и процессы метаморфизма.

В приведенном определении «россыпи» содержатся два основополагающих понятия: об источниках полезных компонентов и о процессах мобилизации и концентрации россыпных минералов. Н. А. Шило [232] коренные источники минералов россыпей называет россыпеобразующими рудными формациями. Разнообразие коренных источников обуславливает образование различных по минеральному составу россыпей. Для формирования титано-циркониевых россыпей, кроме повышенного содержания титановых минералов и циркона в коренных породах, необходимым условием является образование на этих породах мощной коры химического выветривания [141]. В результате перераспределения материала коры выветривания образуется ряд продуктивных формаций, к песчаным разностям которых и приурочены комплексные циркониево-титановые россыпи [37]. Такие продуктивные формации называются первичными. Вторичные продуктивные формации не связаны непосредственно с корой вы-

ветривания и формируются в основном за счет осадочных пород [37].

Характерной особенностью отложений коры выветривания и продуктивных формаций является то, что в процессе их образования увеличиваются содержания устойчивых минералов по сравнению с содержаниями их в коренных источниках. Сведения об устойчивости минералов в процессе гипергенеза помещены в работах [34, 232]. В них приведены данные о некоторых минералах, совершенно противоречащие друг другу. Это, в частности, относится к магнетиту и гранатам, которые обладают слабой или промежуточной химической устойчивостью. Подтверждением может служить почти полное отсутствие гранатов в древних титано-циркониевых россыпях Украины [225, 264], в то время как в современных прибрежных отложениях Черного моря среди минералов тяжелой фракции гранаты (альмандин) зачастую преобладают. Говоря об устойчивости минералов, следует иметь в виду химическую и гидромеханическую устойчивость [34].

Одним из важных параметров россыпеобразующих минералов является их размерность. Н. А. Шило [232] подчеркивает, что образование россыпных месторождений золота происходит в том случае, когда в коренных источниках золото представлено относительно мелкими классами. В осадочном процессе размер акцессорных минералов в определенной степени изменяется в результате дифференциации терригенного материала в зависимости от режима гидродинамической обстановки.

Гидродинамический принцип является определяющим при классификации россыпей. Генетическая классификация россыпей неразрывно связана с фациальными типами прибрежных отложений. Возраст этих отложений может быть как современным, так и более древним, причем в последнем случае россыпи могут находиться гипсометрически выше или ниже современного уровня моря. Четкого различия между этими по существу тремя видами россыпей в литературе не приводится. В. Г. Ульст [221] выделяет россыпи побережий, связанные с отложениями морских водоемов более высокого стояния, чем современный уровень моря, и россыпи прибрежной части шельфа, которые могут быть современными и затопленными. В. И. Елисеев [89] вводит

такое понятие, как «россыпи береговой области», подразумевая прибрежные россыпи современного, а также более высокого и более низкого по сравнению с ним уровнем моря. В то же время современные морские россыпи, по В. И. Елисееву, должны быть приурочены к береговой зоне, т. е. к полосе современного взаимодействия моря и суши. Однако такое взаимодействие всегда имело место в бассейнах седиментации, и следует выделять не только современные, но и древние береговые зоны [154]. В этом плане можно, по-видимому, говорить о россыпях зоны внутреннего шельфа современных морских бассейнов, имея в виду то обстоятельство, что в течение четвертичного периода неоднократные колебания уровня Мирового океана достигли в максимально низкой фазе отметки на 130 м ниже современного уровня моря, и современные шельфы (с границей со средней глубиной до 200 м) полностью не осушались.

Принимая во внимание все возрастающую доступность изучения шельфа различными методами исследований (от геофизического профилирования до бурения), фактическое нахождение россыпей в затопленном состоянии и вероятное открытие их на более глубоких горизонтах шельфа, предлагается россыпи современных морских бассейнов называть россыпиями современного шельфа. Такое определение не должно замыкаться на представлении об уровне морских водоемов сегодняшнего дня, а должно учитывать прежде всего многократную изменчивость положения их береговой линии в течение всего четвертичного времени. Такой подход, как нам кажется, устраняет необходимость применения дополнительных географических терминов относительно положения россыпей в современных морских бассейнах, выдвигая на первый план такое понятие, как «шельф» с учетом динамики его развития и многообразия слагающих его фациальных комплексов. К ним относятся морские и лиманные отложения аквального и субаквального характера, дельтовые и эоловые образования [221].

Условия осадкообразования в этих различных фациальных обстановках характеризуются прежде всего уровнем господствующих в них энергетических сил. Транспортировка терригенного материала в водной и воздушной средах

существенно различна и находит свое выражение как в структуре, так и текстуре отложений. Особенно большое значение имеет гранулометрический состав осадков. Использование гранулометрических коэффициентов (среднего размера зерен и коэффициента сортировки, асимметрии и эксцесса и др.), а также построение на их основе генетических диаграмм по методу Л. Б. Рухина [193], Р. Пассеги [276] и Г. Ф. Рожкова [189] дает возможность определить общие условия осадконакопления (в том числе и россыпеобразования) в определенной динамической обстановке. Еще больше информации в этом плане дает отдельный анализ размеров легких и тяжелых минералов [57]. Н. Н. Верзилин, Н. С. Окнова [57] считают, что более эффективным является определение отношения, а не разности их медианных размеров, т. е. вместо коэффициента смещения предлагается применять коэффициент медианных отношений. Минимальные значения этих коэффициентов характерны для эоловых песков, для которых коэффициент смещения может иметь отрицательную величину, а коэффициент медианных отношений — быть меньше единицы. Это обусловлено тем, что часто в эоловых песках размеры легких минералов несколько меньше размеров минералов тяжелой фракции. Такая зависимость установлена для некоторых горизонтов песков Одесской банки, природа образования которой имеет полигенный характер, причем эоловый фактор играл не последнюю роль.

Наиболее отчетливо прослеживается связь между гранулометрическим составом россыпных минералов и гидродинамическим режимом определенных участков морского побережья. Ф. У. Стапор [280] установил, что при образовании россыпей имеют место два различных процесса концентрации тяжелых минералов. На энергетически более активных участках морского побережья происходит устранение более крупных зерен из первоначально отложенного обломочного материала. Это приводит к образованию на пляже относительно тонкозернистого концентрата черного песка. Обратная картина наблюдается в менее активных в гидродинамическом отношении заливах и узких проливах. Здесь выносятся мелкие зерна и накапливаются более крупные осадки. Указанное различие гранулометрического

состава концентратов тяжелых минералов из различных фациальных обстановок хорошо видно на примере Днепро-Бугского лимана и о-ва Джарылгач. Крупность тяжелых фракций в изолированном Днепро-Бугском лимане более значительная по сравнению с таковой в осадках открытого в сторону Черного моря побережья о-ва Джарылгач. Однако здесь нужно иметь в виду, что лиманы располагаются ближе к источникам сноса терригенного материала, а размер тяжелых минералов, как правило, уменьшается от места поступления их в прибрежную зону в направлении движения вдольберегового потока наносов.

Кроме того, на изолированных от больших волн пляжах заливов и лиманов содержания тяжелых минералов в процентном отношении выше, чем на открытых морских пляжах. В последнем случае, когда тяжелые минералы обладают преимущественно алевритовой размерностью, основные их концентрации смещаются на подводный береговой склон. Наиболее отчетливо приуроченность россыпей к подводному склону проявляется в восточной части Балтийского моря, причем россыпи располагаются значительно мористее зоны подводных валов [260]. Это является своего рода исключением из того, что известно о современных россыпях других морских бассейнов. В них тяжелые минералы в основном концентрируются на пляже, а также на вершинах и мористых склонах подводных валов [5], и это подтверждено в лабораторных условиях. Проведенные экспериментальные исследования процессов концентрации тяжелых минералов в натурных условиях на подводном склоне Черного и Балтийского морей показали, что содержание тяжелых минералов не зависит от динамического состояния и формы рельефа дна, а обусловлено другими, еще не установленными причинами [3].

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РОССЫПНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Терригенные отложения северной части шельфа Черного моря характеризуются довольно разнообразным минеральным составом, что обусловлено влиянием различных питающих провинций. Ассоциации тяжелых фракций вдоль при-

брежной полосы имеют часто совершенно различные состав и облик. В то же время комплексы тяжелых минералов из титано-циркониевых проявлений Днепро-Бугского лимана, о-ва Джарылгач и некоторых других россыпных провинций по составу и внешним признакам очень близки.

Обычно пески с повышенным содержанием титановых минералов имеют темную окраску (Днепро-Каркинитский район). Концентраты тяжелых минералов вдоль Днестровского лимана окрашены в красные цвета (гранат), в районе дельты Дуная — зеленые и красные (амфиболы, эпидот, гранат), на большей части побережья Крымского п-ова — в коричневые (гидрогетит). Несмотря на такое разнообразие минерального состава отложений шельфа, количество россыпных полезных минералов ограничено. К ним относятся ильменит, циркон, рутил, лейкоксен, титаномагнетит. В качестве находок следует отметить алмаз и золото.

Ильменит — основной рудный минерал россыпных проявлений северной части шельфа Черного моря. Представлен он преимущественно в виде черных, с металлическим блеском, коричнево-черных зерен неправильной формы, различной степени окатанности, реже встречаются кристаллы таблитчатого и ромбоэдрического таблитуса. Чаще всего правильные кристаллические формы ильменита прослеживаются в отложениях дельты Дуная и крымского побережья, а самая значительная окатанность его зерен характерна для песков о-ва Джарылгач и Одесской банки. Крупность зерен изменяется от 0,03 до 0,8 мм (в среднем 0,3 мм), достигающая максимального значения в песках пляжа Днепро-Бугского лимана.

Ильменит относится к устойчивым минералам, однако в осадочном процессе он подвергается значительным изменениям, так называемой лейкоксенизации, которая приводит к изменению его химического состава и ряда физических свойств. При лейкоксенизации окраска ильменита становится коричневой, плотность и магнитная восприимчивость понижаются, а содержание TiO_2 увеличивается. По сравнению с ильменитом из некоторых древних россыпей Украины ильменит современных прибрежно-морских россыпей северной части Черного моря мало изменен. Относительно более изменены

Таблица 20. Химический состав ильменита, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	51,25	51,25	51,56	58,50	49,60	48,83	65,86
Fe ₂ O ₃	16,53	16,53	16,02	30,32	10,13	15,04	28,78
FeO	30,36	30,62	30,55	4,32	35,43	31,50	0,15
SiO ₂	0,36	0,24	0,22	0,92	0,55	0,85	0,56
Al ₂ O ₃	0,25	0,04	0,29	0,94	0,75	0,65	1,17
MnO	1,00	1,04	0,99	1,54	2,64	,29	0,85
MgO	0,17	0,24	0,21	0,34	0,72	0,87	0,31
CaO	Не опр.	0,14	Не опр.				
K ₂ O	0,03	0,04	0,02	0,03	» »	Не опр.	» »
Na ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,02	» »	» »	» »
Cr ₂ O ₃	0,08	0,12	0,08	0,81	0,03	Следы	0,19
V ₂ O ₅	0,16	0,17	0,17	0,15	0,55	0,25	0,04
Nb ₂ O ₅	Не опр.	0,09					
Ta ₂ O ₅	0,007	0,008	0,006	0,005	» »	» »	—
TR ₂ O ₃	0,07	0,08	0,05	0,13	» »	» »	Не опр.
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,07	0,16	» »	» »	» »
SO ₃	0,12	Не обн.	0,23	0,07	» »	» »	» »
H ₂ O	0,24	0,20	0,24	0,46	» »	0,05	1,35
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,96	Не обн.	Не обн.	Не опр.
Сумма	100,66	100,66	100,73	100,67	100,40	100,47	100,40

Примечание. Участки Черного моря: 1 — Очаковский, 2 — Станиславский, 3 — Лупаревский, 4 — Новолекосевский. Анализы А. Е. Добрынького и Б. А. Соловей. Азовское море: 5 — коса Белосарайская, 6 — коса Бердянская [104], 7 — Среднее Приднепровье, Самоткань [225].

ильмениты Тендровской косы и о-ва Джарылгач, в составе которых содержатся TiO₂ 56,5%, Fe₂O₃ 30,32 и FeO 4,32 (табл. 20). В виде примеси спектральным анализом в ильмените установлены (в %): Mn 0,3, V 0,2, Cr 0,01, Zr 0,003, Nb 0,2, Cu 0,0005, Pb 0,03, Sc 0,005, La 0,001.

Циркон относится к важнейшим россыпным минералам. Он находится в виде окатанных, угловато-окатанных зерен, а также призматических кристаллов и их обломков размером 0,03—0,5 мм. В россыпном проявлении о-ва Джарылгач преобладают окатанные, полукатанные зерна, редко встречаются слегка окатанные призматические кристаллы с гранями призмы (100) и дипирамиды (111), с коэффициентом удлинения до 6,0. Основная окраска его здесь бесцветная, реже — светло-коричневая, желтовато-серая, лилово-розовая. В группе россыпных проявлений Днепровско-Бугского лимана циркон в основном угловато-окатанный, со значительным количеством кристаллов призматического габитуса, с гранями призмы (100) и основной дипирамиды (111), а также гранями призм (100), (110) и дипирамиды (111), с коэффициентом удлинения до 2—2,5. Окрашен он в светло-коричневые, коричневые и лиловые тона. В районе устья Дуная преобладают угловатые, угловато-ока-

танные и неокатанные зерна правильной формы, преимущественно с гранями призмы (100), (100) и (110) и дипирамиды (111). Циркон здесь в основном бесцветен, изредка светло-коричневый, коричневый, лиловый.

Содержания основных компонентов в цирконах из современных россыпных проявлений Азово-Черноморского бассейна и некоторых древних россыпей Украины почти одинаковые (табл. 21). Спектральным анализом в цирконах Днепровско-Каркинитского участка шельфа установлены (в %): Y 0,1, Yb 0,03, Pb 0,02, La 0,01, Sc 0,008, Ni 0,003, Cu 0,001, Mn 0,0004.

Рутил по сравнению с ильменитом и цирконом представлен в значительно меньших количествах. Он встречается в основном в виде округлых и продолговатых зерен, а в районе устья Дуная — угловатых, неокатанных зерен и кристаллов призматического габитуса с отношением длины к ширине 3:1. Размер зерен составляет 0,05—0,4 мм, самые крупные из них встречаются в осадках Днепровско-Бугского лимана. Рутил окрашен преимущественно в черный, темно-красный, красновато-коричневый, желтовато-красный и желтый цвета. Основным химическим компонентом его является TiO₂, содержание которого в россыпных проявлениях северо-западного шельфа Черного моря со-

Таблица 21. Химический состав циркона, %

Компонент	1	2	3	4	5	6
ZnO ₂	63,45	63,88	64,83	62,91	63,76	64,48
HfO ₂	1,11	1,28	1,11	0,89	0,84	
SiO ₂	33,16	32,16	33,03	32,50	32,10	31,15
Al ₂ O ₃	0,08	Не опр.	0,32	0,34	0,68	0,95
Fe ₂ O ₃	0,17	0,11	0,11	0,62	0,63	0,82
TiO ₂	0,09	0,28	0,18	—	0,05	0,11
MgO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,24	0,36	1,10
TR ₂ O ₃	0,63	Не опр.	0,12	0,54	0,50	0,18
H ₂ O	0,22	0,23	0,27	0,09	—	0,16
CaO	Не опр.	0,03	0,03	0,52	0,54	0,94
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,15
П.п.п.	0,62	1,45	0,25	0,60	0,30	0,20
<i>Сумма</i>	99,53	99,42	100,25	99,25	99,76	100,24

Примечание. Участки Черного моря: 1, 2 — Станиславский, 3 — Новоалексеевский. Анализы А. Е. Добренного и Б. А. Соловей. Азовское море: 4 — Белосарайская коса, 5 — Арабатский залив [104] — Самотканская россыпь [225].

ставляет 96,0 % и несколько уступает количеству этого компонента в рутилах из россыпных проявлений Азовского моря и россыпей Украины. Кроме компонентов, установленных в рутиле химическим анализом, спектрально в нем в виде примеси определены (в %): Zr 0,1, Nb 0,03, Mn 0,0001, Y 0,0001, Cu 0,0001 (табл. 22).

Лейкоксен содержится в россыпных проявлениях северо-западной части

Таблица 22. Химический состав рутила, %

Компонент	1	2	3	4	5
TiO ₂	96,00	96,00	96,48	97,27	98,12
SiO ₂	2,24	1,72	1,08	0,28	0,24
Al ₂ O ₃	0,56	0,42	0,40	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	0,68	0,60	0,65	0,65	0,52
FeO	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	0,06
MgO	То же	То же	Не опр.	0,24	0,31
P ₂ O ₅	0,11	0,09	То же	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0,04	0,04	» »	То же	То же
Na ₂ O	0,02	0,02	» »	» »	» »
Cr ₂ O ₄	0,08	0,07	» »	0,17	0,17
V ₂ O ₅	0,28	0,27	» »	0,95	0,98
TR ₂ O ₃	0,11	0,11	» »	Не опр.	Не опр.
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	» »	0,14	0,18
П.п.п.	0,59	0,52	» »	Не опр.	Не опр.
<i>Сумма</i>	100,71	99,86	99,61	99,70	100,58

Примечание. Участки Черного моря: 1 — Новоалексеевский, 2 — Станиславский. Анализы А. Е. Добренного и Б. А. Соловей. Азовское море: 3 — Белосарайская коса [104], 4, 5 — Среднее Приднестровье, Самотканская россыпь [225].

шельфа Черного моря примерно в тех же количествах, что и рутил (до 10—15 % тяжелой фракции). Он не является самостоятельным минералом, а представляет собой продукт изменения титановых минералов, и прежде всего ильменита. Поэтому морфология и размер зерен ильменита и лейкоксена по ильмениту фактически идентичны. Однако они резко отличаются по химическому составу и некоторым физическим свойствам — по электромагнитной восприимчивости, плотности, окраске. Обычно считается, что лейкоксен неэлектромагнитен. Плотность его изменяется от 3,3 до 4,4, а содержание TiO₂ колеблется от 77,9 до 97,59 % [225]. Окраска лейкоксена в россыпных проявлениях о-ва Джарылгач и Днепровско-Бугского лимана имеет в основном коричневые тона. Обычно преобладают зерна черного цвета с коричневым оттенком и светло-коричневой окраски, в подчиненном количестве встречается лейкоксен серого, желтого и белого цвета.

Монацит встречается в аксессуарных количествах преимущественно в россыпных проявлениях Днепровско-Бугского лимана, на других участках северо-западной части шельфа Черного моря он довольно редок. Представлен зернами размером 0,08—0,6 мм, округлой, угловато-округлой, эллипсоидной, а также уплощенной и таблитчатой форм. Цвет его янтарно-желтый, светло-коричневый, красновато-бурый, редко черный. По содержанию основных химических компонентов монацит из россыпных проявлений Черного моря несколько

Таблица 23. Химический состав монацита, %

Компонент	1	2
SiO ₂	1,56	0,90
TiO ₂	0,41	0,35
Al ₂ O ₃	0,85	0,52
Fe ₂ O ₃	0,37	0,80
MgO	0,06	0,25
CaO	0,88	0,12
P ₂ O ₅	30,22	26,15
ThO ₂	7,00	10,30
Ce ₂ O ₃	24,23	28,10
Th ₂ O ₃	34,15	30,95
PbO	—	0,43
H ₂ O	0,23	0,20
П.п.п.	0,60	0,65
<i>Сумма</i>	100,56	99,72

Примечание. 1 — Станиславское россыпепроявление, Днепровско-Бугский лиман. Анализ А. Е. Добренького и Б. А. Соловей. 2 — россыпепроявление Белосарайской косы, Азовское море [104].

отличается от монацита из других россыпных проявлений, в частности района Азовского моря (табл. 23). Спектральным анализом в монаците из Станиславского россыпепроявления установлена примесь следующих элементов (в %): Mn и Zr 0,005, Pb и Cu 0,003, Sr 0,00006.

Находки алмаза встречены в современных прибрежно-морских и лиманных отложениях Азово-Черноморского бассейна от устья Дуная до устья Дона. В Западном Причерноморье он сопровождается парагенетическим спутником — пиропом, в прибрежных отложениях Азовского моря пироп не встречен. Мелкие зерна алмазов обнаружены в дельте Дуная (у г. Вилкова и у с. Приморского), Днестровском и Бугском лиманах, отдельные кристаллы — в районе Тенд-

ровской косы, на о-ве Джарылгач и в Коктебельской бухте Крыма [264].

Размер зерен алмазов современных прибрежных отложений Черного моря колеблется от 0,14 до 0,67 мм. Морфологически они представлены в основном кристаллами кубического, октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов и их обломками, сложными комбинационными многогранниками и неправильной формы угловатыми осколками. Алмазы бесцветны или окрашены в зеленые, желтые, желто-бурые, розовые, красно-бурые, серые и черные цвета. Зеленые разновидности алмазов преобладают в осадках Дунайско-Днестровского побережья, бесцветные — к востоку от бассейна Днестра.

Коренные источники алмазов прибрежно-морских отложений Черного моря развиты, по-видимому, на Украинском щите и генетически связаны с определенным типом основных и ультраосновных пород [38].

Золото встречается в виде единичных зерен в прибрежно-морских и лиманных отложениях северного побережья Черного моря почти повсеместно. Наиболее характерно оно для осадков днепровско-дунайского [174], крымского [264] и таманского [235, 255] участков шельфа. Размер отдельных золотинок составляет 0,1—0,5 мм. Форма их уплощенная, реже округлая и в виде изогнутых проволочек. Цвет золотисто-желтый, редко со слабым зеленоватым оттенком. Основным источником золота в прибрежных отложениях Черного моря являются продукты разрушения рудоносных пород Карпат, Крыма и Кавказа, поступающих в составе аллювия рек.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Геологические исследования, проводившиеся в акватории Черного моря в последние сто лет, привели к открытию и изучению железо-марганцевых конкреций как производных современного рудного процесса.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Впервые железо-марганцевые конкреции найдены в донных осадках Черного моря во время экспедиционных работ на канонерской лодке Российского военно-морского флота «Черноморец». Против мыса Тарханкут и южнее участникам экспедиции удалось поднять драгой донные осадки, содержащие «весьма любопытные небольшие бурые желвачки продолговатой формы, выпуклые с одной стороны и с впадиной на другой. Эти желвачки представляют собой стяжения, по-видимому, железистого характера вокруг створок *Modiola*». Конкреции описал в литературе один из участников рейса, будущий академик, геолог Н. И. Андрусов [8, 9]. В полной мере справедливы написанные им слова: «...если бы среди членов экспедиции «Черноморца» отсутствовал геолог, остались бы незамеченными геологически крайне важные факты...» [9]. Окисные желвачки были приурочены к окисной зоне черноморских вод, лежащих выше зоны сероводородного заражения, открытой в этом же рейсе «Черноморца». Во время экспедиционных исследований на «Черноморце» конкреции палочковидной формы были обнаруже-

ны не только у берегов Крыма к югу от мыса Тарханкут, но и у берегов Турции к востоку от Синопа. Информация о конкрециях содержится в ряде последующих работ Н. И. Андрусова [15], в статьях А. Остроумова [163], М. Егупова [88]. В частности, А. Остроумов пишет: «В некоторых случаях ил покрыт тонкой корой черного цвета от содержания сернистого железа, кверху от нижней границы распространения животных чаще встречается красноватая от окиси железа кора, покрывающая ил. В различных пунктах Черного моря окиси железа настолько много, что она осаждается на створках раковин *Modiola*, *Syndesmya*, *Cardium* и на илистых трубках шетинконогих червей (*Melinna*). В иных местах она толстым кольцом прикрывает раковину, в других же появляется лишь заметным ободком вокруг створки».

По сборам Н. И. Андрусова, полученным во время экспедиций на судах «Черноморец», «Запорожец», «Донец», конкреции Черного моря были описаны английским ученым Дж. Мерреем [275]. О черноморских конкрециях писали К. О. Милашевич [146], С. А. Зернов [98]: первый описал конкреции из района мыса Лукулл в Каламитском заливе, и в частности характер обрастания раковин оксидами железа, второй по сборам судов «Альбатрос» и «Баклан» отметил приуроченность их близ Херсонеса к биоценозам фазеолинового и мидиевого илов.

После Великой Октябрьской социалистической революции одной из первых работ была сводка Я. В. Самойлова и А. Г. Титова [198], материалами для

которой послужили сборы Н. И. Андрусова и С. А. Зернова. В ней сопоставлялись генетические гипотезы различных авторов. Детально рассматривались морфология и химизм конкреций. По данным химических анализов, содержание железа в конкрециях в два-три раза превышает содержание марганца. По материалам различных источников, черноморские конкреции сопоставляются с аналогичными образованиями из Балтийского и Баренцева морей. Литологические исследования донных отложений Черного моря стали вестись интенсивнее после Великой Отечественной войны. А. С. Пахомова [171] установила широкие колебания содержания марганца в осадках — от 0,042 до 0,161 при среднем значении 0,081 %, выяснила физико-химические условия на границе вода — осадок. Она же выдвинула гипотезу о невозможности захоронения конкреций, поскольку при захоронении их в осадке и недостатке кислорода рудный материал разлагается, железо и марганец мигрируют вверх, к поверхности осадок — вода, где снова осаждаются.

В процессе гидрохимических исследований вод Черного моря проводились подсчеты концентраций марганца в воде. Установлены резкие колебания содержания его в связи с наличием кислородной и сероводородной зон в Черном море [149, 206]. И. И. Волков [58] изучил закономерности образования и химизм конкреций сульфида железа в отложениях Черного моря. Чрезвычайно интересные и принципиально очень важные исследования химического состава, распространения, генезиса железо-марганцевых конкреций, геохимии железа и марганца в донных отложениях Каламитского залива Черного моря были проведены В. Ф. Севастьяновым, И. И. Волковым [200], И. И. Волковым и А. А. Тихомировой [60], И. И. Волковым и В. Ф. Севастьяновым [59]. И. Георгеску и С. Лупан [270] описали конкреции на шельфе Румынии, П. Димитров обнаружил их в 1981 г. на шельфе ПРБ.

В последние годы сотрудниками Института геологических наук АН УССР собран новый обширный материал по черноморским конкрециям. Были установлены некоторые особенности строения Каламитского поля конкреций, признаки железнакопления на керченском шельфе. Результаты исследований от-

ражены в препринтных изданиях [249, 250], статьях [62, 234] и положены в основу настоящей главы. Особенно широко используются материалы препринта по Каламитскому полю конкреций [250], многие разделы заимствуются из этого издания с соответствующими дополнениями.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОНКРЕЦИЙ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Как видим из обзора истории изучения конкреций, они обнаружены в нескольких районах Черного моря (рис. 50). По данным И. Георгеску и С. Лупана [270], конкреции встречаются в северо-западной части шельфа Черного моря у берегов Румынии — близ Сулины ($30^{\circ}22'$ в. д. и $44^{\circ}10'$ с. ш.) и близ Констанцы ($30^{\circ}10'$ в. д.). Болгарскими геологами (П. Димитров и др.) железо-марганцевые конкреции найдены у мыса Калиакри на глубинах 140—200 м и на шельфе Южной Болгарии. Весьма вероятно, что это не разрозненные находки, а поля конкреций, пока еще детально не изученные. На шельфе Керченского п-ва М. Г. Паланский обнаружил два небольших по площади пятна модиоловых илов, густо импрегнированных мелкими сгустками гидроксидов железа. Сведений о развитии железо-марганцевых конкреций на восточной окраине акватории Черного моря нет, хотя западнее устья Риони на площади примерно 10 км² Б. З. Зауташвили [93] описал илы, скорее всего, техногенно обогащенные марганцем. В некоторых литературных источниках есть упоминания относительно небольшого обогащения марганцем илов южнее Новороссийска и южнее Туапсе. Наконец, Н. И. Андрусов обнаружил конкреции на южном материковом склоне Черного моря — восточнее Синопа. По результатам визуального описания Н. И. Андрусова, конкреции близ Синопа имеют палочковидную форму и, по нашему мнению, являются вторичными образованиями, возникшими за счет окисления сульфидных стяжений, имеющих аналогичную форму.

Районы развития железо-марганцевых конкреций находятся на различных глубинах Черного моря. В Каламитском заливе и южнее его они залегают на глубинах 70—200 м, на шельфе Румы-

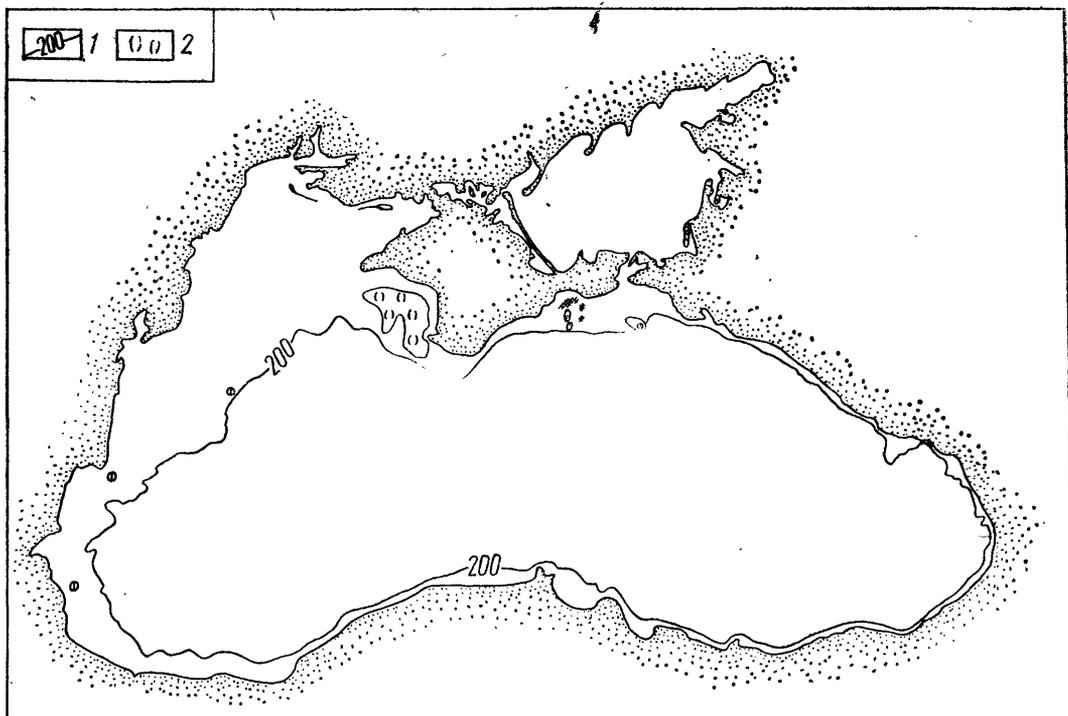


Рис. 50. Распространение железо-марганцевых конкреций в Черном море:
1 — контур шельфа, 2 — поля конкреций

нии — на глубинах 40—60, южнее Керченского п-ова — примерно на глубинах 180—190, восточнее Синопа на глубине 700 м. Скорее всего, глубины развития окисных железо-марганцевых стяжений и сгустков определяются верхней границей сероводородного заражения, ниже которой конкреции и аналогичные им образования гидроксидов железа и марганца не опускаются. Повсеместно, кроме Каламитского залива, конкреции и сажистые сгустки гидроксидов железа и марганца приурочены к поверхности вода — осадок.

Самой крупной конкрециеносной площадью в Черном море является Каламитское поле, локализованное в одноименном заливе и несколько южнее его.

КАЛАМИТСКОЕ ПОЛЕ КОНКРЕЦИИ

Каламитское поле конкреций было детально изучено работами НИС «Геохимик» в 1973—1980 гг. Вся возможная площадь развития их была более или менее равномерно покрыта сетью станций. Проведенными исследованиями

уточнены контуры поля конкреций по сравнению с ранее известными [59]. По данным батиметрических карт, рельеф дна в районе поля характеризуется пологим наклоном в юго-западном направлении. Наблюдения с подводных аппаратов [62] помогли выявить некоторые особенности микрорельефа Каламитского поля конкреций. Оказалось, что рельеф Каламитского поля — не выровненное плато, а сочетание пологих валов и гряд субширотного направления с перепадами высот до 1 м. Расстояния между точками максимальных поднятий и понижений — не более 3—5 м. Поверхностный слой осадков также неровный и покрыт мелкими складками, гривками, следами ряби, бороздами. В понижениях рельефа накапливается отмерший планктон, что обуславливает более темный цвет илов в пониженных участках. Конкреции приурочены к светлым илам приподнятых участков дна.

Конкреции Каламитского поля, как правило, локализованы на глубинах от 70 до 200 м, чаще всего 70—140. Общая площадь Каламитского поля конкреций довольно обширна, сами конкреции распределены неравномерно и количество их незначительно. По оценке В. Ф. Севастьянова и И. И. Волкова [200], максимальное содержание

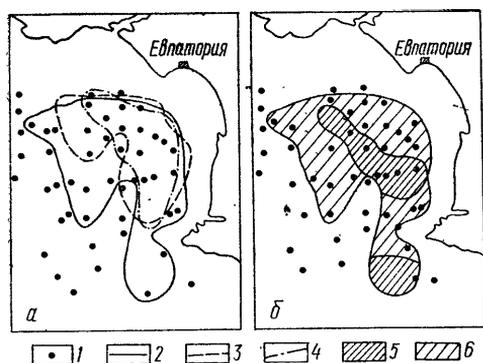


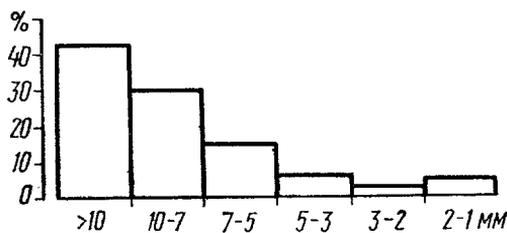
Рис. 51. Каламитское поле железо-марганцевых конкреций:

а — контуры разновозрастных полей конкреций, б — содержание конкреций в поверхностном поле; 1 — станции отбора проб (по материалам автора и литературным данным); 2 — контуры полей конкреций; 3 — поверхностного, 4 — верхнеджеметинского, 5 — высокие, 6 — низкие

конкреций в современном слое донных осадков поля составляет $2,5 \text{ кг/м}^2$.

Довольно разнообразно также распределение конкреций в разрезе донных отложений, вскрытых ударной трубкой на глубину до 3 м. Наибольшее насыщение донных отложений конкрециями удалось зафиксировать в центральной части поля примерно на широте р. Качи. Полевые и лабораторные исследования показали наличие конкреций не только на поверхности раздела вода — осадок, но и по всей длине отобранных колонок (иногда до 2 м). При этом в самых полных разрезах можно выделить три интервала сгущения конкреций, достаточно четко отбивающих три конкрециеносных слоя. Наиболее значительное количество их сосредоточено в верхнем слое осадков (рис. 51, 52). Мощность его достигает 20 и даже 60 см. В интервалах 60—100 см фиксируется второе сгущение в содержании конкреций. Этот слой илов с конкрециями имеет различные мощности, чаще всего 10—20 см.

Рис. 52. Гистограмма средних содержаний железо-марганцевых конкреций в модиоловых илах Каламитского залива (результаты приведены по 43 анализам)



В разрезе донных отложений выделяются три слоя илов с разными комплексами фауны моллюсков. Нижний слой представлен илами серо-стального цвета с моллюсковой фауной *Dreissena rostriformis* (явно преобладает), *Clessioli variabilis* и *Micromelania linctae* (единичные), в верхней части его появляется *Monodacna caspia*. Выше залегают оливково-серые илы с многочисленными крупными раковинами *Mytilus galloprovincialis* (мидиевые илы).

Выше залегает разрез донных отложений слоями серых илов с включением ракушек *Modiolus phaseolinus*, редко *Abra ovata* и *Trophon muricatus* (фазолиновые илы). В пределах поля мощность их составляет 30—190 см. К этому слою и приурочены основные сгущения конкреций.

Кроме отмеченной выше основной приуроченности конкреций к створкам раковин *Modiolus*, во время VI рейса НИС «Геохимик» (1982 г.) впервые была встречена конкреция, центром обрастания которой явилась раковина *Trophon muricatus*.

Наконец, под слоем, обогащенным остатками фауны, а иногда и в самом слое, фиксируется третье сгущение содержания конкреций. Мощность его 30—50, в единичных случаях и до 10—20 см, если принимать во внимание осадки, относительно обогащенные конкрециями.

Таким образом, верхний 1,5—2-метровый слой модиоловых илов Каламитского поля конкреций построен в виде слоеного пирога, в центральных частях которого довольно четко выделяются три слоя, обогащенных конкрециями. Местами эти слои выделяются очень резко. Иногда, особенно по периферии поля конкреций, тот или иной слой выпадает, поэтому контуры лежащих друг над другом полей в плане не совпадают. Следовательно, переходы между слоями в разрезе могут быть как постепенными, так и резкими.

Конкреции Каламитского поля довольно разнообразны по морфологическому облику (рис. 53). Вся совокупность габитусов может быть разделена на несколько основных типов. Створки раковин, обросшие гидроксидами железа и марганца, — самая обычная форма черноморских конкреций. Величина их контролируется двумя факторами: размером раковины и толщиной обрастания. По нашим наблюдениям, размеры

конкреций, как правило, не превышают 1—1,5 см. Более крупные экземпляры редки. В. Х. Геворкьян и др. [62] наблюдали на дне Каламитского залива прямо из глубоководного аппарата конкреции размером до 15 см. В каламитских конкрециях, по нашим данным, толщина обрастания не превышает 3,2 мм (по литературным сведениям — до 4 мм). Обрастание створок начинается с отложения гидроксидов железа и марганца в виде валика по краю раковин. В дальнейшем чаще обрастает выпуклый край створки, а не вогнутый. Эту особенность отметил в свое время К. О. Милашевич [146]. Он писал: «...большинство створок *Modiola phaseolina* покрыто толстым слоем окиси железа, которая одевает только наружную сторону раковин, не распространяясь на внутреннюю ее поверхность и образуя на границе между обеими, т. е. по краям створок, толстый округленный валик. Так как на раковинах подобное же положение занимает роговая эпидерма, одевающая наружную поверхность створок и на краях их слегка за-

гибающаяся внутрь, то невольно приходит мысль, что роговое вещество эпидерм должно было играть значительную роль в деле осаждения указанного минерального осадка». Высшая степень обрастания — раковина, целиком покрытая гидроксидами железа и марганца, причем дальнейшее обрастание идет более или менее равномерно. Чаще всего обрастают раковины *Modiola*, даже *Mytilus*, *Syndesmya*, *Cardium*. Внешний облик конкреций весьма своеобразен. Это лепешкоподобные вогнуто-выпуклые образования (см. рис. 53). По наблюдениям В. Х. Геворкьяна и др. [62], конкреции этого типа залегают в иле под углом к поверхности осадка, как и большинство раковин, при этом конкреции более чем наполовину погружены в ил. Центром формирования конкреций служат также илестые трубочки щетинконогих червей-илосодов (*Melinna*). Они меньше конкреций первого вида, их диаметр обычно не превышает 2,5 мм, изредка 6. Длина трубочек до 15 мм. Вероятно, в первичном залегании конкреции-трубочки бывают



Рис. 53. Внешний облик конкреций Каламитского поля:

а — трубчатые, б — миндалевидные

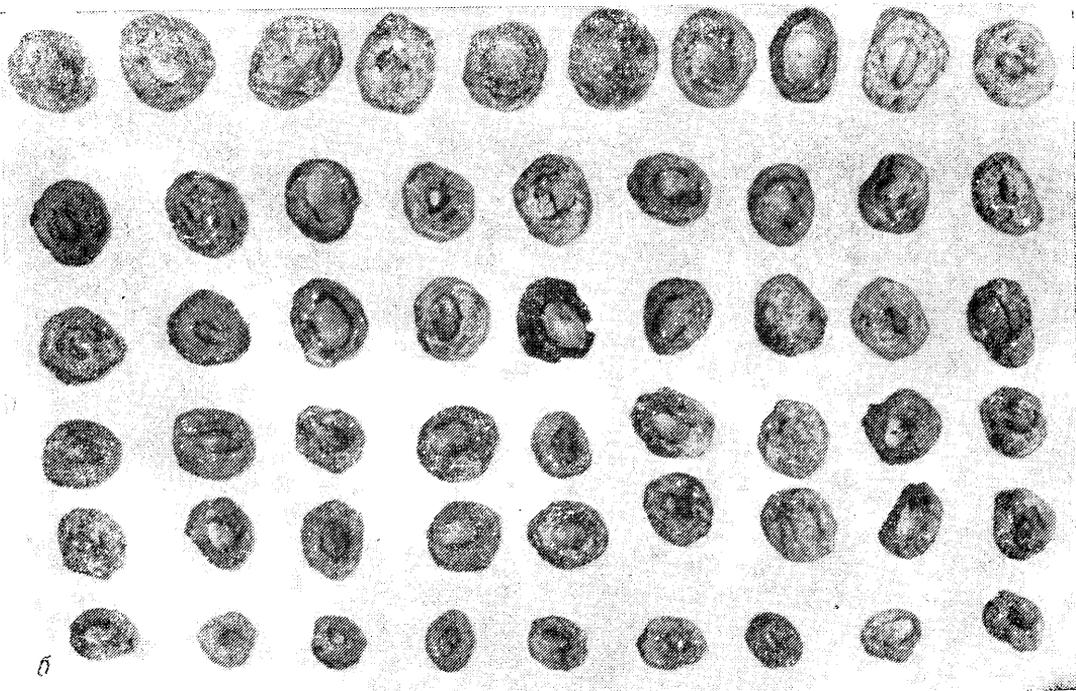


Таблица 24. Гранулометрический состав конкреций Каламитского поля (ст. 115), %

Слой	Фракция, мм					Средний размер, мм
	>7	7—5	5—3	3—2	2—1	
Поверхностный	8,8 (5) *	19,3 (11)	38,6 (22)	29,8 (17)	3,5 (7)	3,6
Средний	—	37,5 (3)	50,0 (4)	—	12,5 (1)	4,6
Нижний	3,1 (1)	3,1 (1)	34,4 (11)	37,5 (12)	21,9 (7)	3,1
Среднее по слоям	6,2	16,5	38,2	29,9	9,25	3,8

* В скобках указано количество конкреций.

длиннее, но при извлечении они деформируются.

Наконец, на керченском шельфе, реже — в Каламитском поле конкреций установлены сажистые сегрегации гидроксидов железа и марганца. Это небольшие рыхлые стяжения размером не более 1 см. Повсеместно в районе развития конкреций фиксируются пятна ржавых налетов гидроксидов железа на поверхности раздела осадок — вода.

Установить приуроченность морфологических типов конкреций к какому-либо одному из трех слоев их развития или преобладание тех или иных типов не удается; в каждом слое конкреции морфологически разнообразны. Пожалуй, лишь вообще редкие в Каламитском поле сегрегации почти не попадают в захороненных конкрециеносных слоях.

Распределение конкреций по разрезу наглядно может быть представлено по одной из типичных колонок ст. 115 Каламитского залива. Всего в колонке в трех сгущениях после отмывания и отмучивания было обнаружено 97 марганцево-железных стяжений. Содержание конкреций по горизонтам следующее (в %): в верхнем слое 58,8, в среднем 8,2, в нижнем 33,0.

Во всех трех слоях изученной типичной колонки Каламитского поля, по данным рассева, наиболее распространены конкреции размером 2—5 мм; крупные — больше 7 мм и мелкие размером 1—2 мм распространены менее (табл. 24).

В конкрециевмещающих илах Каламитского поля преобладают глинистые частицы [250]. По разрезу в пределах верхних конкрециеносных 1,5—2 м илы изменяются незначительно. Содержание в них фракции меньше 0,001 мм составляет 21,87—44,8 %, чаще всего 25—30. Алевритового материала (0,01—0,1 мм)

17,55—34,11 %, чаще всего около 25; песчаных частиц (больше 0,1 мм) 0,33—6,21, в основном 0,5—0,8. Среди частиц песчано-алевритовой размерности в легкой фракции преобладают кальцит, кварц, полевые шпаты, мусковит, в небольшой по весу тяжелой фракции — марказит, гидрогетит, единичные зерна ильменита, рутила, циркона. Глинистые минералы представлены в различных соотношениях гидрослюдами, каолинитом, монтмориллонитом, реже хлоритом.

Проведенными исследованиями зафиксированы фациальные переходы конкрециеносных илов в безрудные. Литологический и минералогический фон вмещающих конкреции илов остается практически неизменным, постепенно уменьшаются крупность и количество их. Участки рудного поля с высоким содержанием конкреций заметно беднеют к периферии. Крупные конкреции сменяются мелкими единичными стяжениями, которые к периферии поля исчезают. В прилегающих к полю илах сохраняются, однако, признаки ожелезнения. Они проявляются в развитии бурых пятен гидроксидов железа на поверхности илов, наличии железистых налетов на раковинах *Modiola*. Такого рода переходы установлены в разрезе и по слоям.

Основная масса конкреций сосредоточена в верхнем конкрециеносном слое, ареал распространения которого наиболее значителен. Площадь развития поля, сложенного поверхностным конкрециеносным слоем, равна приблизительно 2700 км². Отметки глубин, на которых развито поверхностное поле конкреций, составляют — (70—200) м, чаще всего — (70—170) м. На глубинах менее 70 м конкреции не встречаются. На поверхности илов развиты тонкие налеты гидроксидов железа. По нашим оценкам, на площади 1 м² это

го поля содержание конкреций составляет от 25 до 1300 г, что позволяет ориентировочно оценить запасы рудных стяжений поверхностного слоя в 3,33 млн. т. В составе среднего поля конкреций, лежащего над обогащенным раковинными остатками слоем, содержание конкреций изменяется от 3,35 до 320 г/м². Площадь этого слоя гораздо меньше ареала поверхностного поля и составляет примерно 1550 км². По форме оно грубо повторяет контур береговой линии и несколько смещено в сторону берега по сравнению с поверхностным слоем. Возможные запасы конкреций в этом слое 0,5 млн. т. В настоящее время средний слой конкреций локализован в области относительно небольших глубин — (70—120 м). Конкреции этого слоя характеризуются частым развитием околоконкреционных ореолов — пятен побурения вокруг стяжений.

Самое древнее конкреционное поле, вскрытое нашими трубками, погребено под 1—1,5-метровым слоем серых илов и хорошо маркируется лежащим над ним 10—20-сантиметровым слоем, обогащенным остатками фауны. Ареал развития этого слоя конкреций наименьший, площадь его не превышает 980 км². Это захороненное поле конкреций вытянуто сравнительно неширокой полосой вдоль контура Каламитского залива и приурочено к глубинам 80—150 м современного моря. Вокруг конкреций наблюдаются места небольшие околоконкреционные ореолы обесцвечивания и побурения илов. Возможные запасы конкреций в этом слое (если учесть, что содержание их на 1 м² изменяется от 15 до 1830 г) составят около 1,8 млн. т. Суммарные запасы Каламитского поля конкреций на всю изученную толщу осадка ориентировочно равны 5,6 млн. т.

Химический состав конкреций Каламитского поля колеблется в широких пределах. В них обнаружено не менее 30 химических элементов, в том числе Fe, Mn, Si, Al, Ca, Mg, Ti, P, C, K, Na, V, As, Cr, Ni, Co, Cu, Mo, W, Zr, Ba, Pb, Be, Sc, La, Y, Yb. По литературным данным [198, 250], конкреции содержат (в %): железа 18,24—36,56, в среднем 26,52; марганца 1,42—13,95, в среднем 6,79; фосфора в среднем 1,10; титана в среднем 0,095; С_{орг} в среднем 0,675 (по данным 15 анализов); SiO₂ 10,17—18,42, в среднем 14,45; Al₂O₃ 0,83—3,71, в среднем 2,13; CaO 2,34—

Т а б л и ц а 25. Химический состав различных типов конкреций Каламитского поля, %

Компонент	Конкреции		
	округлые	удлиненные	трубчкообразные
Fe ₂ O ₃	31,34	29,54	26,79
FeO*	—	—	0,86
MnO ₂	10,08	6,61	—
MnO	2,62	5,60	5,61
SiO ₂	14,2	15,86	22,92
TiO ₂	Следы	—	0,20
Al ₂ O ₃	3,9	5,05	9,53
CaO	3,36	3,22	2,24
MgO	2,3	2,64	3,28
Na ₂ O	1,52	1,60	1,42
K ₂ O	0,7	0,76	1,16
P ₂ O ₅	2,26	2,11	1,83
S _{сульф}	0,14	0,20	0,15
CO ₂	7,48	8,55	9,65
H ₂ O	10,9	11,22	7,98
П.п.п.	9,04	6,23	6,15
Сумма	99,83	99,89	99,77

* FeO трудноопределимо из-за наличия MnO₂.

6,84, в среднем 4,43; MgO 1,57—3,58, в среднем 2,44; K₂O 0,03—0,10, в среднем 0,07; Na₂O 0,10—0,21, в среднем 0,14; CO₂ 2,41—5,09, в среднем 3,95 (данные восьми анализов). Спектрально установлены сотые—тысячные доли процента V, Cr, Ni, Co, Cu, Mo, W, Zr, а также As 0,04—0,1, Ba 0,04—0,08, Pb, Be, Sc, La, Y, Yb 0,0001—0,006 %.

Конкреции разного морфологического облика довольно различны по химическому составу. Так, округлые полусферы, развитые вокруг раковин *Modiola* и других, содержат Fe₂O₃ до 31,14 %, MnO₂ до 13,29; в псевдоморфозах по ходам червей Fe₂O₃ до 26,59 % и FeO 0,86, MnO₂ до 6,75 (табл. 25).

Конкреции разных районов Черного моря при общем сходстве химизма имеют некоторые второстепенные индивидуальные отличительные черты. Так, сажистые стяжения гидроксидов железа с керченского шельфа содержат (в %): Fe 7,45, Mn 0,01—0,02, Ti 0,1—0,2, V 0,04—0,05, Zn 0,01, P 0,08—0,2, Ba 0,04—0,05, Cr, Mo, Zr, Nb, Cu, Pb, Ag, Ga, Be, Sc, La, Y, Li — тысячные и десятитысячные доли процента. Характерно наличие мышьяка в сажистых сегрегациях (0,05—0,10 %). Небезынтересно, что в сульфидах, образующих мелкие сростки шаровидных точек среди гидроксидов железа, концентрация As возрастает до 0,2 %, что вместе с данными рентгеновского анализа позволяет

определить этот сульфид как мышьяковистый пирит. В то же время вмещающие стяжения или мышьяка не содержат (рентгенфлюоресцентные определения).

Румынские авторы [270] отмечают довольно непостоянные содержания основных конкрециеобразующих элементов.

Химический состав железо-марганцевых конкреций шельфа Румынии (по трем анализам) [270], %:

Fe _{вал}	$\frac{2,52-18,10}{9,28}$	P ₂ O ₅	$\frac{0,44-1,92}{1,18}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,60-26,00}{13,30}$	C _{орг}	—
FeO	—	Co	$\frac{0,003-0,003^*}{0,03}$
Mn _{вал}	$\frac{3,47-13,78}{8,69}$	Ni	$\frac{0,01-0,01}{0,01}$
MnO ₂	$\frac{5,50-21,80}{13,49}$	Cu	$\frac{0,001-0,003}{0,002}$
MnO	—	V	Следы — 0,003
SiO ₂	$\frac{1,83-7,60}{4,71}$	Mo	Следы — 0,02
TiO ₂	$\frac{\text{Следы}-0,17}{0,09}$	W	Следы — 0,02
Al ₂ O ₃	$\frac{0,74-1,21}{0,16}$	Cr	$\frac{0,01-0,03}{0,017}$
CaO	$\frac{14,35-48,00}{31,78}$	CO ₂	$\frac{11,20-37,92}{25,08}$
MgO	$\frac{0,65-1,50}{1,05}$	Mn/Fe	$\frac{1,37-0,161}{1,04}$
Na ₂ O	$\frac{0,25-0,49}{0,34}$		
K ₂ O	$\frac{\text{Следы}-0,49}{0,27}$		

* Спектральные анализы.

Примечание. В числителе приведены минимальные и максимальные содержания, в знаменателе — средние.

Содержание железа в пересчете на Fe₂O₃ (в %) 3,6—26,00, MnO₂ 3,50—21,80, SiO₂ 1,83—7,60, CaO 14,35—48, CO₂ 11,2—37,92, P₂O₅ 0,44—1,92 (по трем анализам). Как видим, некоторое отличие от каламитских конкреций выражается в большем содержании карбонатного материала и спорадически большем обогащении марганцем. Спектрально установлен вольфрам.

Сопоставление состава вмещающих илов и конкреций позволяет зафиксировать существенные изменения химизма в процессе конкрециеобразования. По литературным данным, химический состав илов Каламитского поля характеризуется следующими данными: *поверхностный слой илов* — Fe_{вал} 3,5—6,0 %, Fe_{подв} 1,2—3,6, P₂O₅ 0,2—0,4, MgO 2,8—4,7, CaO 3,0—5,0, MnO 0,04—0,5, Co 1,3—1,8 · 10⁻³, Mo 0,1 · 10⁻³; *верхнеджеметинские илы* — Fe_{вал} 3,9—

4,0, Fe_{подв} 2,0, P₂O₅ 0,1—0,2, MgO 5,3—5,5, CaO 3,4—3,8, MnO 0,04—0,08, Co 0,8—1,1 · 10⁻³, Mo 0,3—0,6 · 10⁻³; *джеметинские илы* — Fe_{вал} 3,7—3,95, Fe_{подв} 1,9—2,1, P₂O₅ 0,15—0,22, MgO 5,3—5,6, CaO 3,7—4,1, MnO меньше 0,05, Co 0,8—1,1 · 10⁻³, Mo 0,3—0,6 · 10⁻³; *каламитские илы* — Fe_{вал} 2,9—3,1, Fe_{подв} 1,8—2,3, P₂O₅ 0,1—0,2, MgO 2,0—3,9, CaO 2,5—3,1, MnO меньше 0,05, Co 0,6—0,9 · 10⁻³, Mo 0,8—1,1 · 10⁻³.

Как видим, конкреции характеризуются многократным накоплением важнейших рудных элементов — железа и марганца, а также фосфора, мышьяка и некоторых других элементов.

Сопоставление особенностей состава микропримесей в конкрециях и вмещающих илах показало прежде всего обеднение элементарного состава конкреций. Так, по нашим спектральным анализам, в конкрециях нет Li, Zr, Nb, Ga, Be, La, Zn, зафиксированных в осадках в тысячных долях процента. В конкрециях примерно на порядок ниже содержание титана. В то же время в них в заметных количествах определен мышьяк (0,01—0,1 %), отсутствующий в осадках. Видимо, обеднение элементарного состава конкреций и пониженное содержание титана обусловлены приуроченностью отмеченных элементов и титана к терригенной части осадков. Концентрация ряда элементов — Cr, Co, Mo, Cu, Sc — остается примерно одинаковой и в конкрециях, и в донных осадках. В то же время установленный в конкрециях комплекс микропримесей обусловлен, скорее всего, свойствами коллоидов железа и марганца адсорбировать ионы тех или иных элементов. В этом отношении весьма интересны данные В. Ф. Севастьянова и И. И. Волкова [200]. Построенные ими графики зависимостей концентраций элементов показывают обратно пропорциональную связь между Fe₂O₃ и MnO₂, прямо пропорциональное возрастание содержаний Ni, Mo, Cu, Ba по мере увеличения содержания Mn. Сходная, но менее четкая зависимость констатируется между Co и Mn. При этом заметного обогащения конкреций Co и Mo по сравнению с вмещающими илами не фиксируется. В литературе отмечена четкая прямо пропорциональная зависимость между содержанием Fe и As.

Некоторые различия химизма по составу микропримесей установлены по

материалам изучения нескольких десятков проб в конкрециях разных слоев. В конкрециях поверхностного слоя полностью отсутствует серебро. Они относительно богаты Ni (0,01 %), Ba, иногда As, бедны Cr, Pb; конкреции джеметинских отложений богаты P, Ag, обеднены Ni, Ba; конкреции нижнего слоя несколько богаче Ni, беднее Ag, P, Ba. Практически неизменными во всех трех слоях остаются концентрации Co, Ti, V, Mo, Cu, Sc, Y, Yb. Вмещающие илы во многом, очевидно, определяют концентрации элементов в различных слоях конкреций. Так, илы, вмещающие верхний слой конкреций, также лишены серебра, на основании чего можно считать отсутствие его в конкрециях унаследованной особенностью их химизма. В илах остаются неизменными концентрации Co, Ti, Mo, Cr, Cu, Sc, Y, Yb, опять-таки повторяющиеся в конкрециях. Различия химического состава илов и конкреций свидетельствуют об избирательности адсорбционных процессов и о различных соотношениях гидроксидов железа и марганца в конкрециях. Небезынтересны некоторые изменения состава примесей в рудовмещающих илах. Так, по мере перехода от верхних слоев ила к более глубоким возрастает частота встречаемости Zn, Ba, уменьшается частота встречаемости P, V и т. д.

Изучение распределения химических элементов в конкрециях проводилось вместе с Л. В. Дьяконовой на рентгеновском микроанализаторе УХА-5 фирмы «Jeol» [250]. Высокая локальность метода (диаметр электронного зонда не превышает 1 мк) позволила проследить изменение концентраций химических элементов в тонких слоях конкреций. Результаты экспериментальных определений состава минералов исправлены в соответствии с методом В. А. Батырева и В. И. Рыдника [27], В. И. Рыдника и И. Б. Боровского [194].

Большинство конкреций в разрезе представляют собой полудугу, центральная часть которой диаметром 1—2 мм сложена раковинной из органогенного кальцита. Лишенный рудных элементов центр конкреции окаймлен рудными, обогащенными железом и марганцем зонами; нами после тщательной статистической обработки таких зон выделено шесть (рис. 54). Наиболее близкая к ядру зона I шириной 0,2—0,3 мм обогащена марганцем и содержит его в

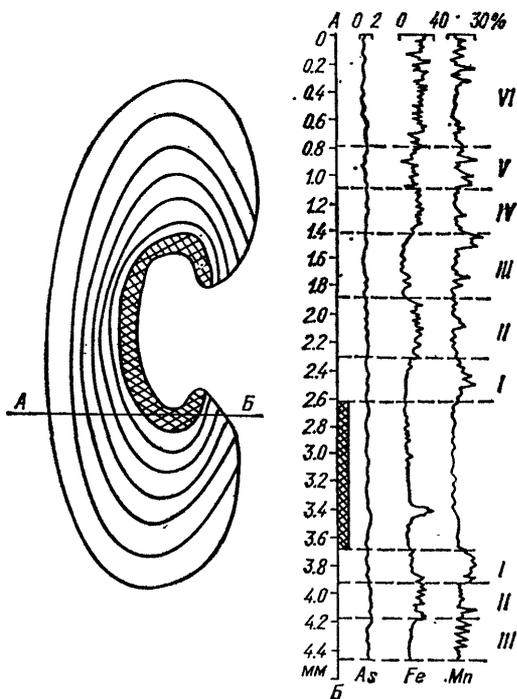


Рис. 54. Распределение железа, марганца и мышьяка в конкреции по зонам обрастания (I—VI) вокруг раковины *Modiola phaseolina* (заштриховано) в направлении среза А—В. Черное море, Каламитский залив

некоторых интервалах до 30 % при среднем содержании 15. Концентрация железа не превышает 3 % и лишь в конце интервала при переходе к следующей зоне увеличивается до 10. В зоне II шириной 0,3—0,4 мм, обогащенной железом, при среднем его содержании 18 % в отдельных интервалах отмечаются максимумы до 25 и минимумы до 12 %. Концентрация марганца невысокая — 1—2 %, в среднем, однако, имеется ряд интервалов с максимумами содержания до 15.

Зона III шириной 0,3—0,5 мм марганца содержит в среднем до 15—20 %. В ряде интервалов концентрация его возрастает до 25 и даже 35—40 %. Среднее содержание железа 1—2 %. При повышении содержания марганца синхронно увеличивается содержание железа до 10—12 %.

Зона IV шириной 0,3 мм повсеместно и равномерно обогащена железом. Среднее содержание его около 25 %, марганца — около 5 (хотя имеются редкие интервалы, обогащенные Mn до 18 %).

Зона V концентрирует примерно равные количества железа и марганца.

Среднее содержание каждого — порядка 18 %. В этой зоне имеются интервалы с максимальным содержанием марганца до 30—35 %, им соответствуют минимальные (до 0) содержания железа.

Внешняя VI зона характеризуется частым чередованием слоев, обогащенных железом и марганцем до 25 %. В ней максимально четко наблюдается обратно пропорциональная зависимость содержания марганца и железа.

Содержание мышьяка в конкрециях непосредственно зависит от содержания железа. При повышении концентрации железа увеличивается содержание мышьяка, достигая максимума (1—1,3 %). В слоях, не содержащих железа, почти нет и мышьяка.

Как видим, по данным исследований конкреций с помощью микроанализатора четко фиксируется их зональное строение, выражающееся в чередовании зон, обогащенных марганцем, с зонами, обогащенными железом. Подобное слоистое строение отражает, по всей вероятности, смену условий конкрециеобразования.

Изучение минералогии конкреций Каламитского поля позволяет определить их как полиминеральные образования и поэтому считать их породами, а не минералами. В конкрециях установлены гидроксиды железа, гидроксиды марганца, кальцит, сульфиды, некоторые терригенные минералы. Гидроксиды железа представлены сажистыми бурыми агрегатами, плохо полирующимися в шлифах. Жилки несколько лучше раскристаллизованных гидроксидов железа, скорее всего гидрогетита, ветвятся среди аморфной сажистой массы. Местами гидроксиды железа замещают кальцит, слагающий раковину — ядро. Кривые нагревания рудного вещества конкреций фиксируют эндоэффекты, характерные для гидрогетита. Наблюдающиеся на ряде кривых эндоэффекты с максимумами при 550 и 700° обусловлены примесями гидроксидов марганца и глинистых минералов. На рентгенограммах устанавливается преобладание рентгеноаморфного материала гидроксидов железа и гидроксидов марганца. Выделить мономинералы из-за тесного прорастания различных тонкодисперсных минеральных образований практически довольно трудно. Минераграфическое изучение шлифов позволяет наблюдать в сажистых агрегатах гидроксидов

железа и марганца вкрапления сульфидов, а судя по ряду диагностических признаков — и пирита.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КОНКРЕЦИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

Геологические исследования донных отложений Черного моря, и в первую очередь шельфовой зоны Украины, позволяют предположить возможность полигенного, различного происхождения окисных по составу железо-марганцевых конкреций. Стяжения в виде трубочек или ветвистой формы, развитые в Каламитском поле по ходам червей, внешне весьма напоминают аналогичные образования сульфидного состава, постоянно обнаруживаемые в донных осадках северо-западного шельфа Украины. В этой связи можно предполагать их вторичное образование за счет попадающих в окислительную среду и окисляющихся сульфидных стяжений. Еще более вероятен такого рода генезис для описанных Н. И. Андрусовым находок палочковидных конкреций на турецком материковом склоне близ Синопа. В то же время основная масса железо-марганцевых конкреций Каламитского поля, шельфа Румынии и Болгарии, развивающихся вокруг раковин, сажистые сегрегации гидроксидов железа Каламитского залива и керченского шельфа, несомненно, возникли путем прямого накопления гидроксидов железа и марганца.

О генезисе окисных железо-марганцевых конкреций Черного моря неоднократно писалось в литературе [59, 171, 198, 201, 202, 234, 250, 275]. Современные представления о генезисе черноморских конкреций сформулированы в основном В. Ф. Севастьяновым и И. И. Волковым [202] и несколько дополнены в последние годы [250]. В соответствии с этими взглядами конкреции развиваются на поверхности раздела вода—осадок, в тонком поверхностном слое осадка, где господствует окислительная среда. Окислительный слой осадка обогащен рудными компонентами — железом и марганцем в виде гидроксидов, которые находятся в чрезвычайно реакционноспособной свежесформированной коллоидной форме. Непосредственное образование конкреций связано с осаждением, дегидратацией и

кристаллизацией коллоидов гидроксидов железа и марганца на различных предметах, чаще всего на раковинах *Modiola*, реже на раковинах *Mytilus*, *Syn-desmya*, *Cardium*, лежащих на поверхности осадка. Выступающие над осадком края раковин имеют наибольшую плотность электрического заряда и поэтому служат центрами кристаллизации коллоидов. Конкреции образуются в результате постоянного перераспределения и накопления коллоидальных гидроксидов железа и марганца на поверхности осадка. Толщину поверхностного слоя конкрециеобразования В. Ф. Севастьянов и И. И. Волков [202] определяют в 2 см. По мере дальнейшего накопления осадков и захоронения конкреций последние разлагаются и превращаются в соединения, которые в коллоидной или восстановленной легко растворимой закисной форме мигрируют вверх, в окислительный слой, где вновь входят в состав конкреций в виде окисных соединений.

В соответствии с этими представлениями конкреции развиты только в верхнем окислительном слое осадка, а в глубине осадка их нет. По нашим наблюдениям, проведенным во время рейсов НИС «Геохимик» в 1973—1981 гг., конкреции сохраняются в верхнем полуметровом слое осадка, что позволяет несколько иначе толковать многие вопросы их генезиса. Действительно, минеральный состав конкреций, возникших вокруг раковин, несомненно, свидетельствует, что они образовались из коллоидальных гидроксидов железа и марганца. Наличие точечных включений сульфидов среди гидроксидов железа указывает на неустойчивость и изменчивость окислительно-восстановительной обстановки в слоях, где образуются конкреции. В принятую генетическую схему не укладываются, однако, такие факты, как наличие трех слоев обогащения конкрециями.

Очевидно, конкреции являются более устойчивыми образованиями и сохраняются в осадке на глубинах минимум до 1,5 м. Проведенное Э. В. Собоновичем [250] изучение физико-химических условий образования конкреций показало весьма пеструю картину распределения значений рН и Eh в донных осадках, обусловленную, по-видимому, наличием многочисленных мелких локальных центров восстановления. В колонках осадков центральной части Ка-

ламитского поля значения рН и Eh распределены более закономерно. Так, для ст. 113 — одной из типичных для поля конкреций — исследования показали такое закономерное изменение рН: 8,4 в поверхностном слое воды, 8,3 на глубине 15 м, 9,2 на глубине 30 м, 8,1 на глубине 40, до 8,0 на глубине 85 м и 7,9 на границе осадок—вода. В колонке осадков рН изменяется от 7,6 (поверхностный слой) до 7,5 (забой колонки). Величина Eh воды для поверхностного слоя равна ± 430 , на глубине 60 м ± 450 и в придонном слое воды на границе вода—осадок ± 500 . Обращает на себя внимание факт резкого изменения рН от 7,9 в придонном слое воды на границе вода—осадок до 7,6 в поверхностном слое осадка. Вероятно, это обстоятельство играет свою роль в формировании конкреций. В то же время колебания рН и Eh в верхних полутора метрах осадка в целом менее резки, чем этого можно было бы ожидать.

Захороненные в осадке слои обогащения конкрециями имеют меньшую площадь по сравнению с площадью современного поля конкреций. Размерность стяжений в захороненных слоях конкреций почти не отличается от размеров конкреций поверхностного слоя, однако некоторые признаки деградации и разложения конкреций установить в захороненных слоях все-таки удалось. Так, в верхнеджеметинском и джеметинском конкрециеносных слоях вокруг конкреций, залегающих *in situ*, можно зачастую наблюдать ореолы побурения, равные по объему конкрециям или превосходящие его. По всей вероятности, они отражают те процессы рассеяния и диффузии рудного вещества, о которых писали В. Ф. Севастьянов и И. И. Волков [202]. Диффузия рудных коллоидов (а судя по минераграфическим наблюдениям, коллоиды гидроксидов железа и марганца уже отчасти раскристаллизованы) при захоронении конкреций в осадке происходит, но несравненно медленнее, чем это предполагалось, поэтому в толще илов и выявлены слои, обогащенные конкрециями. Их наличие свидетельствует, очевидно, об определенных колебаниях уровня моря и соответствует моментам более длительного постоянного уровня моря и усиленного поступления железа и марганца в осадок, отчасти затушеванным позднейшей миграцией.

Выявленное в конкрециях с помощью микроанализатора сложное чередование слоев, обогащенных железом или марганцем, может отражать как специфику взаимной коагуляции коллоидов гидроксидов железа и марганца, так и смену условий конкрецтеобразования, например сезонные колебания.

Изучение химизма конкреций и вмещающих илов позволяет проследить процессы развития конкреций и некоторые закономерности концентрации и рассеяния отдельных элементов в осадках. Так, элементарный состав конкреций обеднен по сравнению с таковым илов; конкреции содержат комплексы микропримесей, обусловленные наличием терригенных минералов, адсорбцией элементов из воды и осадка коллоидальными гидроксидами железа и марганца.

Исследованиями геохимии железа и марганца в колонках Каламитского поля и за его пределами [200, 202, 250] установлена более интенсивная вертикальная миграция железа и марганца на площади поля конкреций, чем вне его. Как правило, в конкрецтеносном поле максимально обогащен железом и марганцем поверхностный слой осадков; по мере углубления в этот слой концентрация рудных элементов в общем снижается, хотя выявленным слоям обогащения конкрециями соответствуют повышенные содержания железа.

Если рассматривать положение известных в настоящее время конкреций на гипсографической кривой Черного моря, то отчетливо наблюдается приуроченность их к внешнему шельфу Черного моря — от глубины 70 м до 180—200. Такого рода данные установлены для Каламитского поля конкреций [250]. Но всегда ли эти глубины лимитируют ареал развития конкреций в Черном море? По нашему мнению, положение конкреций на внешнем шельфе определяется не столько глубинами и физико-химическими параметрами, сколько уровнем поднятия из глубин сероводородного заражения, который довольно существенно колеблется. Поверхность развития сероводородного заражения и определяет нижнюю границу развития конкреций. Чаще всего сероводородное заражение начинается на глубинах 180—200 м.

Верхняя граница развития конкреций также смещается и, очевидно, в значительных пределах. Например, в румын-

ской литературе опубликованы сведения о находке железо-марганцевых конкреций близ берегов Румынии на глубине до 30 м. Следовательно, вдоль берегов Черного моря существуют благоприятные для конкрецтеобразования условия в полосе, лежащей выше зоны сероводородного заражения. Чаще всего это полоса внешнего шельфа (70—200 м), но иногда нижняя ее граница поднимается до 100 м, а верхняя до 30.

Наряду с образованием конкреций непосредственно из гидроксидов железа в переходной зоне, на границе с сероводородным заражением, весьма вероятно первоначальное развитие сульфидной минерализации и возникновение сульфидных конкреций, при смене условий рН и окислительно-восстановительной среды окисляющихся в лимонит.

Благоприятные для образования конкреций условия должны были бы существовать вдоль всего внешнего шельфа Черного моря. В то же время конкреции развиты на относительно небольших участках акватории; самый изученный из них — Каламитский залив, где площади поля конкреций достигают 2500 км². Места находок конкреций в других районах Черного моря также пока локальны и незначительны.

В чем же специфика этого района, обусловившая закономерности развития марганцево-железного оруденения? По нашему мнению, причину локализации черноморских конкреций вообще и конкреций Каламитского поля в частности следует искать в геологическом строении прилегающей суши. В самом деле, Каламитское поле конкреций развито вдоль берегов одноименного залива, сложенных довольно мощной (до 35—40 м) толщей красноцветных пород таврской свиты — континентальных отложений плиоцена.

По данным М. В. Муратова [151], отложения таврской свиты широко развиты в Равнинном Крыму, покрывают плоские северные склоны предгорий, водоразделы нижнего течения Бельбека, Качи, Альмы, Булганака, береговые обрывы. Красноцветные толщи лежат обычно на понтических, реже — на сарматских отложениях и представлены желто-бурыми алевролитами и алевроптитыми глинами в чередовании с пластами красно-бурых глин мощностью до 0,5 м. Число последних достигает 7—8. Красно-бурые глины большинство исследователей считают ископаемыми поч-

Т а б л и ц а 26. Химический состав красноцветных пород таврекой свиты юго-западной части Крыма [250], % *

Место взятия пробы	Порода	Fe _{общ}	Mn	P	У	As
Устье р. Альмы	Глина красно-бурая	6,82	0,22	0,075	0,009	0,004
»	Суглинок красно-бурый	3,19	0,13	0,047	0,006	0,039
Береговой обрыв близ устья р. Качи	Глина красно-бурая	4,93	0,14	0,054	0,007	0,005
Развилка дорог Кача — Бахчисарай — Севастополь	Алеврит красно-бурый	3,04	0,08	0,028	0,005	0,004

* Анализы выполнены в химической лаборатории управления Укрчерметгеология. Аналитик М.П.Бидриенко

вами — красноземами, сформировавшимися в условиях жаркого сухого климата субтропических степей среднего плиоцена. Алевриты и суглинки желтовато-бурого цвета возникли за счет алеврито-глинистого пролювиального материала, снесенного с Крымских гор. К северу таврские отложения становятся более глинистыми. Тарханкутская возвышенность покрыта красноцветами элювиального генезиса, развивавшимися за счет выветривания сарматских известняков. Они синхронны таврским отложениям и также датируются плиоценом. Породы таврской свиты, как правило, обогащены железом и марганцем и, очевидно, являются источником этих элементов для конкреций (табл. 26).

Существует ряд геохимических признаков, позволяющих связывать образования конкреций с выносом хемогенных продуктов из районов развития красноцветов. Так, характерно, что в рудовмещающих илах элементы, в частности мышьяк, ванадий, фосфор, содержатся в гораздо меньших количествах или они не установлены. В то же время эти элементы постоянно отмечаются в составе красноцветов таврской свиты юго-западной части Крыма. Несомненно, что последние послужили источником этих редких элементов, накопившихся в осадках вместе с коллоидами железа и марганца.

Обращает на себя внимание пространственная связь поля конкреций в Каламитском заливе с районами развития красноцветных плиоценовых отложений. Так, прибрежный контур поля конкреций весьма близко повторяет очертания берега и обрывается на юге на пироте мыса Херсонес; зона шельфа продолжается гораздо южнее. На западе поле конкреций обрывается примерно на меридиане мыса Тарханкут и не удаляется далеко от берега, несмотря на

протяжение зоны шельфа на всем пространстве северо-западной части Черного моря, от берегов Крыма до Румынии. Таким образом, некоторые особенности пространственного размещения и общие геохимические черты позволяют рассматривать Каламитское поле конкреций как производное обширной полосы развития таврской свиты в западной и юго-западной частях Крыма. Пути поступления всего комплекса конкрециеобразующих элементов в осадок многообразны. Вероятны размыв осадочных толщ красноцветных пород морем, последующий вынос железа и других элементов и миграция их в морской воде. Преимущественно абразионный характер берегов Каламитского залива подтверждает эту мысль. В то же время вполне допустим и, вероятно, более важен другой путь поступления конкрециеобразующих элементов: вынос их дренирующими юго-западную часть Крыма реками — Альмой, Качей, Бельбеком, Черной.

Для оценки возможной роли рек в выносе рудных элементов были изучены данные о составе вод этих артерий, опубликованные в гидрологических ежегодниках гидрометслужбы. По этим сведениям, содержание железа в р. Черной изменяется от 0 до 0,24, составляя чаще всего 0,02—0,12 мг/л; в верховьях (г. Кизилкая) до 0—0,4, чаще всего 0,02—0,06 в среднем и нижнем течении. Содержание железа в р. Бельбек колеблется от 0 до 0,50 мг/л, причем наибольших значений оно достигает в среднем течении — 0,02—0,04 мг/л. Для р. Качи пределы колебаний железа от 0 до 1,50 чаще всего 0,01—0,10 мг/л, наибольшие содержания его в верхнем течении у с. Баштановки. Р. Альма характеризуется самыми высокими концентрациями железа в верховьях, в пределах Крымского госзаповедника —

Т а б л и ц а 27. Содержание железа и марганца в воде Каламитского залива и за его пределами [250]

Станция	Глубина отбора пробы, м	Геохимическое определение, г/л		Спектральное определение, г/л	
		Fe	Mn	Fe	Mn
11/5	65	$3,3 \times 10^{-6}$	$<1 \times 10^{-6}$	$1,2 \times 10^{-5}$	3×10^{-7}
11/4	130	$<1 \times 10^{-6}$	$<1 \times 10^{-6}$	1×10^{-5}	5×10^{-7}
13/9	Поверхность	$2,2 \times 10^{-6}$	$<1 \times 10^{-6}$	1×10^{-5}	5×10^{-7}
13/8	130	$3,3 \times 10^{-6}$	$<1 \times 10^{-6}$	$1,5 \times 10^{-5}$	5×10^{-7}
120 (около Аюдага)	Поверхность	$<1 \times 10^{-6}$	$<1 \times 10^{-6}$	5×10^{-5}	2×10^{-7}

до 0,58—0,80 мг/л, в среднем и нижнем течении оно снижается до 0—0,08.

Наиболее насыщены железом воды рек в осенне-зимне-весенний период. Самые заметные содержания его приходятся на верховья и средние течения рек юго-западной части Крыма, в нижнем течении концентрации железа чаще всего не превышают 0,01—0,08 мг/л.

Тем не менее, если говорить о геологической деятельности речной сети, вынос железа и других элементов может быть достаточно велик, особенно если учесть длительность процесса конкрециобразования. По определениям абсолютного возраста раковины по ^{14}C из обогащенного детритусом слоя в низах конкрециеносного пласта, образование этого пласта продолжалось минимум 920—1260 лет [250]. Содержание железа и марганца в водах Каламитского залива незначительное, хотя и несколько выше, чем в других районах Черного моря (табл. 27). Видимо, выносимые в море соединения железа очень быстро оседают и накапливаются на поверхности осадка. Возможен вынос железа и других элементов субмаринными водами, разгружающимися на шельфе.

Зона развития почвенных красноземов тянется в район южной части Керченского п-ова и именно здесь на шельфе были найдены в илах мелкие сажистые сегрегации гидроксидов железа, их налеты и пленки на поверхности осадков; с другой стороны, Каламитское поле обрывается на западе на меридиане мыса Тарханкут, по мере удаления от бе-

регов, по конкреции вновь обнаруживаются на румынском и болгарском шельфах, где возможны условия, сходные с крымскими.

Таким образом, основные закономерности размещения конкреций определяются глубиной сероводородного заражения; близостью районов развития толщ красноцветов, обогащенных рудными компонентами; деятельностью рек и абразионной работой моря, выносом субмаринных вод.

Итак, существует генетическое единство районов развития красноцветов и полей конкреций. Обширные площади развития плиоценовой таврской свиты послужили источником железа для киммерийской Азово-Черноморской рудной провинции. В позднечетвертичное время за счет таврской свиты создаются поля конкреций в акватории Черного моря. Отсюда — геохимическое сродство конкреций с таковыми отложений таврской свиты и киммерийских руд, тяготение поля конкреций к районам развития красноцветов.

Поиски новых точек развития конкреций в акватории Черного моря следует вести в зонах внешнего шельфа, выше сероводородного заражения, вблизи районов развития возможных источников железа — красноцветных отложений, кор выветривания и других пород, богатых рудными компонентами.

Особый геохимический интерес представляет зона геохимических противоречий на верхней границе сероводородного заражения и насыщенных кислородом вод.

ГЛАВА V
НЕОГЕНОВЫЕ
ОСАДОЧНЫЕ
ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ
В АКВАТОРИИ
ЧЕРНОГО МОРЯ

Неогеновая железорудная эпоха — вторая после докембрия, для которой характерно интенсивное железнакопление на территории Украины. Азово-Черноморская железорудная провинция, в пределах которой сосредоточены неогеновые (киммерийские) железорудные отложения, имеет своим географическим центром Азовское море и локализована в основном по его берегам на Керченском и Таманском п-овах, в Присивашье, Северном Приазовье, на северо-западе Кавказа. Исследования последних лет приносят все больше материалов о широком развитии киммерийских железорудных отложений и в акватории Черного моря. Новые литературные данные, а также исследования, проведенные с участием авторов, позволили внести существенные коррективы в географию распространения киммерийских отложений.

До последнего времени оставалась неясной конфигурация Азово-Черноморской провинции на западе, где граница киммерийских отложений проводилась до известной степени условно. Ранее предполагалось, что западная граница киммерийской Азово-Черноморской провинции проходит в районе левобережья Днепра, причем киммерийские отложения на основной площади размыты мощными потоками палео-Днепра и сохранились в виде отдельных островков на территории Скадовского и Голлопристанского районов Херсонской области [140].

Важное значение имеют сведения о развитии киммерийских отложений в Нижнем Приднепровье, полученные Причерноморской геологоразведочной

экспедицией треста Днепрогеология и ИГН АН УССР [216]. По этим данным, в ряде скважин по северному берегу Тендровского залива встречены киммерийские отложения, представленные алевролитами и глинами серого и зеленовато-серого цвета. В 1974 г. киммерийские отложения встречены в 6 км западнее Тендровской косы [249]. Позже О. Н. Подоштелов, Ю. И. Иноземцев, Я. К. Луцив установили верхнеплиоценовые, в том числе киммерийские отложения в акватории Черного моря еще западнее. По данным А. А. Абашина, киммерийские отложения обнаружены в Каркинитском заливе, что позволяет расширить границу Азово-Черноморской провинции и на юго-запад. Более подробно они описываются ниже. В целом западный и юго-западный контуры провинции уточнены довольно существенно.

По описанию А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова [19], в позднеплиоценовое (киммерийское) время границы черноморской части этого водоема находились внутри современного контура Черного моря. Киммерийские органические остатки найдены на дне у берегов Крыма и Турции. Так, возле Крыма киммерий встречен между Алуштой и Судаком на ст. 224 на глубине 1322 м (*Plagiodacna*) и южнее Судака, на ст. 233 на глубине 1800 м (*Phyllicardium alatoplanum*). У берегов Турции киммерийский песчаник с *Limnocardium* поднят близ Синопа (ст. 487, гл. 86 м.). В восточной части крымского шельфа киммерийские отложения выявлены на керченско-таманском подводном склоне.

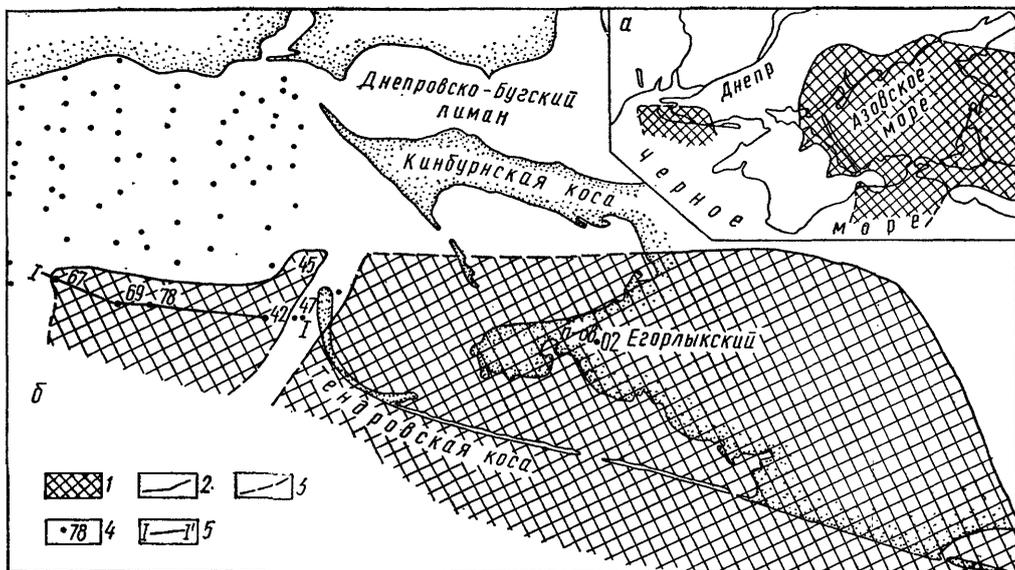


Рис. 55. Контуры Азово-Черноморской железорудной провинции (а) и распространение киммерийских отложений в северо-западной части Черного моря (б):

1 — площадь распространения киммерийских отложений; границы распространения: 2 — достоверные, 3 — предполагаемые; 4 — скважины; 5 — линия профиля

Таким образом, контуры Азово-Черноморской провинции в ее черноморской части весьма сложны по конфигурации; рудоносность развитых здесь киммерийских отложений недостаточна ясна, хотя ареал их распространения весьма обширен (рис. 55).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ЧАСТИ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Впервые киммерийские железные руды в акватории Черного моря обнаружены русской гидрографической службой во время промеров Керченского пролива в 1872 г., когда были детально изучены рифы близ мыса Железный Рог, сложенные «сплошной каменной массой темно-красного цвета», т. е. окисленными железными рудами. Предположение о широком развитии киммерийских рудных отложений на таманском подводном склоне Черного моря высказал Н. И. Андрусов. Киммерийские отложения в глубоководной части Черного моря нашли А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов [49]. Притаманский подводный склон и подводные выходы железных руд на нем изучали в

1958—1960 гг. З. В. Гурьева и В. В. Шарков [77, гт. 228, 229]. По материалам В. В. Шаркова, киммерийские руды притаманского склона исследовал Е. Ф. Шнюков [233].

В 1973—1978 гг. киммерийские отложения в акватории Керченского пролива, в прилежащих береговых районах Керченско-Таманской зоны и на ее подводном черноморском склоне изучались Институтом геологических наук АН УССР (Е. Ф. Шнюков, В. М. Аленкин и др.). С борта НИС «Геохимик» в проливе было пробурено свыше 100 скважин, проведена литологическая съемка донных отложений, изучена рудоносность прибрежных участков Керченского и Таманского п-овов. В этот же период объединением Южморгеология Министерства геологии СССР были выполнены сейсмоакустические исследования подводного склона Керченско-Таманской зоны и юга Керченского пролива, что позволило составить схему развития киммерийских отложений этого района (П. Б. Розов, В. Е. Захаров, А. Я. Глебов, А. П. Барабанов). Рудоносная Кыз-Аульская синклиналичная зона на юго-востоке Керченского п-ова разбурена управлением Укрчерметгеология МЧМ УССР (П. И. Науменко). Объединение Крымгеология МГ УССР в 1974—1976 гг. провело небольшой объем сейсмоакустических исследований и с помощью ПБУ Днепр-1 пробурило несколько скважин в западной части Керченского пролива (О. Г. Сиденко, Е. П. Горяинов, И. П. Яловско). Полученные сведения

о киммерийских отложениях и их рудоносности были положены в основу ряда публикаций [238, 246].

Западную часть Азово-Черноморского бассейна изучали В. С. Новодран и другие специалисты треста Днепрогеология, а также Н. Н. Тращук [216], описавшая киммерийские отложения из скважин на Тендровской косе и по берегам Тендровского залива. В результате геологических работ на северо-западном шельфе Черного моря, выполненных в течение 1974—1981 гг. с борта НИС «Геохимик», объединением Крымгеология МГ УССР и ИГН АН УССР обнаружены и изучены киммерийские отложения западнее Тендровской косы (Е. Ф. Шнюков, О. Н. Подоштелов, В. Н. Буряк, А. В. Григорьев). На основании геофизических, в первую очередь сейсмоакустических, исследований Каркинитского залива А. А. Абашиш высказал предположение о развитии киммерийских отложений и в этом районе акватории Черного моря.

Современные представления о развитии и составе киммерийских отложений в северо-западной части Черного моря сложились в результате многолетних работ Института геологических наук АН УССР и объединения Крымгеология МГ УССР.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Как уже отмечалось, ядром Азово-Черноморской железорудной провинции являются акватория Азовского моря и окружающая его суша. Именно в континентальных районах этой провинции были выявлены и изучены основные генетические типы киммерийских железорудных месторождений [233]. В настоящее время выделяются такие основные структурно-генетические типы месторождений: 1. Приуроченные к брахисинклиналям — мульдам Керченского п-ова; 2. Месторождения крутых склонов антиклинальных структур Тамани, обрамления Кавказского антиклинория и северо-западной части Керченского п-ова; 3. Месторождения в грязевулканических структурах — вдавненных синклиналях Керченского п-ова; 4. Месторождения пологих, слабо наклоненных равнин южного склона Приазовского кристаллического щита и северо-

го склона Причерноморской впадины (Херсонщина, Приазовье); 5. Месторождения Индоло-Кубанской впадины (Присивашье); 6. Рудопроявления речных долин (предгорья Крыма).

В пределах акватории Черного моря установлены:

1) месторождения крутых склонов антиклинальных структур, характерные для притаманского подводного склона и Таманского залива. Они отличаются крутым падением рудных слоев (до 30—40°), относительно небольшой мощностью рудного пласта, его быстрым фациальным выклиниванием по падению путем перехода оолитовых руд в табачные глины и далее в обычные серые глины;

2) месторождения в синклинальных структурах — мульдах. Весьма возможно, что они будут выявлены к югу от Керченского п-ова, и в частности, на юго-западном продолжении Кыз-Аульской синклинальной зоны в море. Типичные керченские месторождения в мульдах развиты обычно на обширных площадях в несколько десятков квадратных километров, рудные пласты их падают относительно полого (1—3, изредка 5—7°), рудные залежи по мощности достигают 10—15 м, руды обладают хорошо выраженным оолитовым строением;

3) месторождения пологих склонов, типичные для западных районов провинции. Встречены они в Каркинитском заливе и западнее Тендровской косы. Месторождения этого типа обычно сложены многослойным пластом, падающим очень полого. Пласт развит на огромных площадях, обеднен железом, повышенно песчанистый. Зачастую рудные слои размывы пострудными речными системами.

Выявление в 1981 г. в пределах юго-западной равнины (всего в 6—7 км от моря) Ачинской рудоносной структуры грязевулканического происхождения близ Феодосии позволяет ожидать новые находки аналогичных рудопроявлений не только на юго-западной равнине Керченского п-ова, но и на ее морском продолжении на шельфе [245].

Близ оз. Ачи были вскрыты рудные слои мощностью до 60 м, развитые на холме Туш-Оба у грязевого вулкана. Это рудопроявление напоминает Узунларскую железорудную грязевулканическую структуру, примерно в 3—4 км от берега Черного моря.

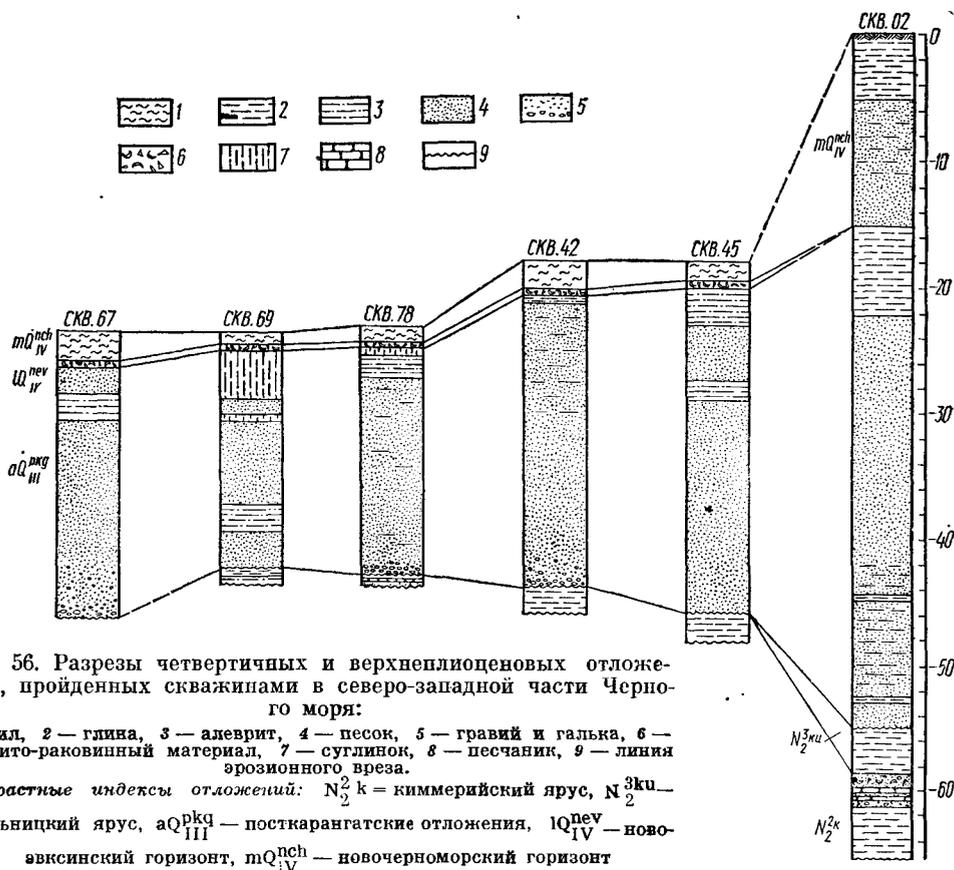


Рис. 56. Разрезы четвертичных и верхнеплиоценовых отложений, пройденных скважинами в северо-западной части Черного моря:

1 — ил, 2 — глина, 3 — алевроит, 4 — песок, 5 — гравий и галька, 6 — детрито-раковинный материал, 7 — суглинок, 8 — песчаник, 9 — линия эрозийного вреза.

Возрастные индексы отложений: N_2^k — киммерийский ярус, N_2^{ku} — куяльницкий ярус, aQ_{III}^{pk} — посткарангатские отложения, IQ_{IV}^{nev} — новозавсинский горизонт, mQ_{IV}^{ch} — новочерноморский горизонт

КИММЕРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

По современным представлениям, верхнеплиоценовые отложения северо-западной части Черного моря сохранились в виде довольно значительного останца площадью в несколько десятков квадратных километров, приуроченного к понижениям в неогеновом фундаменте на южном и юго-восточном склонах Одесской банки.

Западная граница распространения киммерийских отложений на суше была зафиксирована в 1965 г. на Ягорлыцком п-ове скв. 02, пробуренной Причерноморской комплексной геологоразведочной экспедицией бывшего треста Днепрогеология МГ УССР. Эти же отложения были описаны Н. Н. Трашук [216]. Кровля киммерийских отложений пройдена скв. 02 на абсолютной отметке — 58,5 м, их вскрытая мощность равна 7,1 м (рис. 56). По описаниям Причерноморской экспедиции, разрез кимме-

рийских отложений по скв. 02 следующий (сверху вниз, мощность в м):

1. Песок кварцевый, желтовато-бурый, разнозернистый до крупнозернистого, с окатанной кварцевой галькой (0,5 см). В песке содержится обильная фауна *Prosodacna crassidens* Rouss., *P. macrodon* Desh., *P. obovata* Andr., *Monodacna* sp., *Dreissena theodori* Andr., *Dr. angutta* Rouss. В средней части слоя зафиксирован прослой (3 см) серовато-зеленого песчаника с многочисленными включениями фауны моллюсков 0,7
2. Ракушечник светло-серый, крупнообломочный, сложенный раковинами *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori* Andr., *Monodacna* sp., *Cardium* sp. и их обломками (определения И. Я. Яцко) 0,2
3. Песок кварцевый, ржаво-бурой окраски, разнозернистый, слабо глинистый, уплотненный, с примесью гравия (до 20%) и с обломками *Viviparus* sp. В средней части интервала установлены два прослоя по 2—3 см плотного зеленовато-серого песчаника с включением *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori kubanica* Krest. В песке имеются также малоощеточенные прослои темно-серой с зеленоватым оттенком глины 1,7
4. Глина монтмориллонитовая, зеленовато-серая, плотная, слабо песчаная, с многочисленными пятнами ожелезнения, а также с отпечатками *Monodacna* sp., приуроченными к поверхности напластования глины в местах развития прослоев кварцевого мелкозерни-

стого светло-серого песка мощностью 2—3 мм. В средней части интервала встречен прослой (0,15 м) песка кварцевого, глинистого, интенсивно ожелезненного, вскрытая мощность 4,5.

Выше отметки — 58,5 м по разрезу залегает пачка темно-серых, с зеленоватым оттенком пластичных глин мощностью 3,8 м (см. рис. 56). Они содержат частые, тонкие (2—3 мм) прослой кварцевого, светло-серого мелкозернистого песка. К границам этих пород приурочены обломки кардид и *Dreissena polymorpha*; здесь же встречается углистый материал в виде тонких прищипок (1 мм). Эти глины по результатам предыдущих исследований В. С. Новодран в 1967 г. отнес к куяльницкому ярусу. Они перекрываются мощной толщей песков, отнесенной В. С. Новодраном к морским образованиям позднечетвертичного возраста. Пески кварцевые, мелкозернистые, желтовато-серые, рыхлые, в верхней части слабо глинистые, с прослоями серой, темно-серой глины мощностью до 3 см. Среди песков встречаются окатанные обломки кардид, драйссен и унионид. Кровлей этой толщи является пачка немых глин.

В акватории Черного моря, западнее Тендровской косы, верхнеплиоценовые отложения вскрыты скважинами 42 и 45. Здесь под 15—18-метровым слоем воды и 25—30-метровой толщей четвертичных песков и илов залегают верхнеплиоценовые отложения. Их кровля находится на абсолютных отметках — (44—48) м и погружается на юго-восток.

Скв. 45 находилась в 26 км южнее устья Березанского лимана; глубина моря 18,0 м. Верхнеплиоценовые отложения в ней вскрыты на отметке — 46,0 м (сверху вниз, мощность в м):

1. Песчаник кварцевый, серовато-зеленый, мелкозернистый, с фауной *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori kubanica* Krest 0,05

2. Глина голубовато-зеленовато-серая, плотная, с фауной *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori kubanica* Krest., *Viviparus* sp. 0,05

3. Песчаник кварцевый, зеленовато-темносерый, мелкозернистый, с многочисленными рудными (?) оолитами, плотный, с фауной *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori kubanica* Krest., *Viviparus* sp. 0,05

4. Глина голубовато-зеленовато-серая, плотная, пластичная, с массой карбонатных стяжений (до 10 см) 0,75

5. Глина голубовато-зеленовато-серая, плотная, комковатая, с угловато-окатанными зернами гравия (до 5 мм), кварца и яшмы, с галькой кварца и оолитового известняка (до

5 см). В известняке встречены отпечатки мастр (?). Глина содержит обильную фауну *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori kubanica* Krest., встречаются обломки тонкостенных раковин; *Prosodacna* достигает 6 см в поперечнике 0,30

6. Глина голубовато-зеленовато-серая, плотная, пластичная, интенсивно ожелезненная, с примесью алевроитового материала, вскрытая мощность 0,70

Скв. 42 находилась в 31 км южнее устья Березанского лимана, в 5 км к юг—юго-западу от скв. 45, глубина моря 18,0 м. Верхнеплиоценовые отложения мощностью 2 м в ней вскрыты на отметке — 44,0 м и представлены глиной темно-серой, пластичной, с редкой галькой известняка (до 3 см). В глине имеются раковины *Prosodacna macrodon* Desh. и редкий мелкий детрит тонкостенных раковин. Фауна по скважинам 45 и 42 определена Л. Н. Невеской (ПИН АН СССР), А. Л. Путем (ИГН АН УССР) и В. Н. Буряком.

На южном склоне Одесской банки верхнеплиоценовые отложения встречены тремя скважинами — 67, 69, 78 (рис. 57).

Скв. 78 находилась в 30 км южнее устья Тилигульского лимана; глубина моря 23,5 м. Верхнеплиоценовые отложения в ней вскрыты на отметке — 43,5 м и представлены (сверху вниз, мощность в м):

1. Глина темно-серая, карбонатизированная, с примесью раковинно-детритового материала и фауной *Prosodacna* sp., *Valvata* sp., обломки *Cardium* sp. 0,4

2. Песчаник кварцевый, мелкозернистый, плотный, табачной окраски, с фауной *Prosodacna macrodon* Desh. 0,05

3. Песок кварцевый, зеленовато-серый, мелкозернистый, неоднородный, среднесортированный, глинистый, уплотненный, с обильной фауной *Prosodacna macrodon* Desh., *Dreissena theodori kubanica* Krest., *Didacna* sp., *Micromelania* sp.; вскрытая мощность 0,35.

Скв. 69 располагалась в 33 км южнее устья Тилигульского лимана и в 3,6 км западнее скв. 78; глубина моря 24,3 м. Верхнеплиоценовые отложения в ней вскрыты на отметке — 42,8 м и представлены (сверху вниз, мощность в м):

1. Глина серая, с зеленоватым оттенком, с примесью мелкого неопределенного детрита 0,3

2. Алевроит крупный, буровато-серый, пластичный, с фауной *Dreissena theodori* Andg., *Cardium* sp., *Prosodacna* sp. В средней части интервала встречен прослой (0,04 м) зеленовато-серого песчаника с отпечатками *Prosodacna*; вскрытая мощность слоя 0,9.

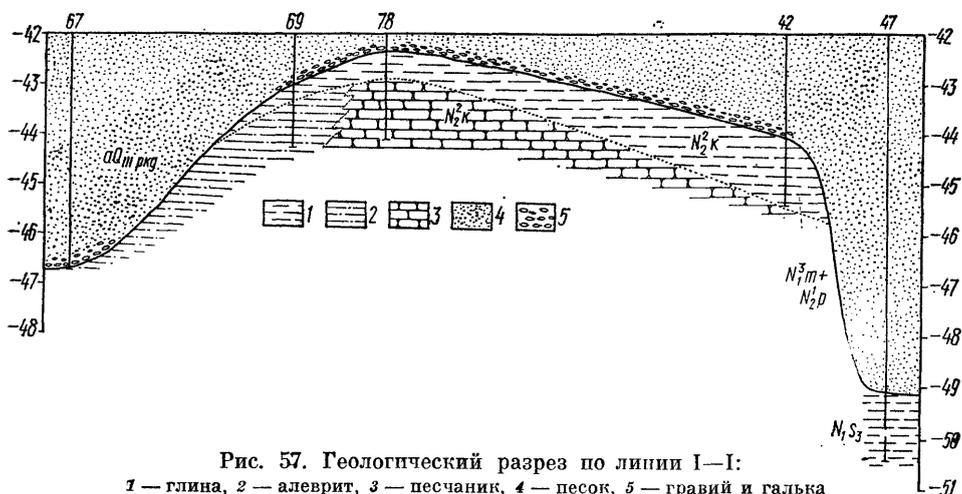


Рис. 57. Геологический разрез по линии I—I:
1 — глина, 2 — алевроит, 3 — песчаник, 4 — песок, 5 — гравий и галька

Определения фауны по скважинам 69 и 78 проведены И. Я. Яцко.

Скв. 67 расположена в 8 км к западу-северо-западу от скв. 69; глубина моря 24 м. Это крайняя западная точка обнаружения киммерийских отложений в акватории Черного моря (см. рис. 55). Здесь ниже отметки — 44,8 м пройдены крупнозернистые пески мощностью 2,1 м (гл. 20,7—22,8 м), густо насыщенные обломками табачного серо-зеленого песчаника размерами до спичечной коробки. Не исключено, что табачный песчаник переотложен, но может быть и раздроблен в процессе бурения. В нем содержатся типичные для киммерия кариды. Скв. 67, как и другие скважины в поле развития киммерийских отложений, скорее всего, не добурена (см. рис. 57).

Верхнеплиоценовые отложения перекрыты морскими голоценовыми илами и более древними аллювиальными осадками, также четвертичного возраста, мощностью 7—18 м, с типичной пресноводной фауной моллюсков. Это *Dreissena polymorpha* (Pall), *Dr. rostriformis* (Desh.), *Unio* sp., *Viviparus viviparus* (Linne), *Theodoxus fluviatilis* (Linne). Здесь же часто содержится переотложенная фауна киммерия — куяльника (*Prosodacna* sp.) и карангатского горизонта (*Cardium edule* Linne, *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Chione gallina* Linne, *Paphia senescens* Cos. и др.), что свидетельствует о посткарангатском времени образования аллювия.

Стратиграфическое положение выявленных на северо-западе Черного моря верхнеплиоценовых отложений опреде-

лено не очень четко из-за недостатка материалов. Тем не менее на основании литологических (обогащение железом, наличие ооидов) и палеонтологических данных их можно определить как киммерийские.

По мнению О. Н. Подошлелова, фауна в верхнеплиоценовых отложениях восточной и южной оконечностей Одесской банки смешанного вида (киммерий—куяльник). Сопоставление верхнеплиоценовых отложений северо-западной части Черного моря с таковыми на Ягорлыцком п-ове позволяет предположить, что в акватории моря вскрыты переходные отложения от киммерия к куяльнику, возможно, самые верхние части киммерийского разреза. Сравнение фаунистических комплексов верхнеплиоценовых отложений, развитых на востоке и в южной части Одесской банки, свидетельствует, что к западу количество куяльницких форм увеличивается; это подтверждает предположение о пространственной связи куяльницких и киммерийских отложений. Геологические исследования, проведенные в последние годы в северо-западной части Черного моря и в прибрежной части суши, дают возможность предположить следующее. Развитие куяльницких отложений на Одесском побережье (Одесса—Юж. Буг), наличие на шельфе отложений с переходным комплексом фауны, который занимает промежуточное положение между куяльником района Одессы и киммерием левобережья низовьев Днестра, а также тот факт, что уже ранее рядом исследователей отмечалась преемственность фауны обоих ярусов, наводят на мысль о том, что

кульнищские отложения являются образованиями сильно опресненного солоновато-водного киммерийского бассейна в северо-западной части Черноморской области. Они формировались в районах эстуариев рек и лиманов; в других случаях это типичные аллювиальные отложения приустьевых частей рек — Кульнишка, Тилигула, Березани, Юж. Буга и их лиманов, впадавших в киммерийский бассейн. На основании этого можно предположить, что на северо-западной части шельфа Черного моря можно ожидать полный разрез киммерийского яруса в пределах опущенных блоков в системах региональных разломов, по которым заложены реки одесского побережья.

Литологически верхнеплиоценовые отложения довольно неоднородны и представлены фациально сменяющимися друг друга в разрезе и по простиранию песками, алевритами, песчаниками, глинами. Вскрытая мощность киммерийских отложений на востоке, в скв. 0,2, равна 7,1 м. В основании киммерии залегают глины, сменяющиеся выше песками и песчаниками. Западнее, в скв. 45, вскрыты киммерийские глины с прослоями табачных песчаников; в скв. 42 — киммерийские глины, фациально сменяющиеся на запад глинами и подстилающими их песками с прослойками табачного песчаника (скв. 78), а также глинами с подстилающими их алевритами с прослойками табачного песчаника (скв. 69). Еще западнее, в скв. 67, прослеживаются только грубозернистые пески с обломками (или прослойками?) табачного песчаника. Вскрытые мощности киммерийских отложений с востока на запад уменьшаются. Четко стратифицированные кульнищские отложения (скв. 02) фациально выклиниваются уже в скв. 45.

С точки зрения рудоносности заслуживают внимания лишь табачные песчаники. Все вскрытые в скважинах на северо-западе Черного моря киммерийские песчаники — довольно плотные по сложению, зеленовато-серые, слагают маломощные прослойки либо в песках, либо на границе песков и глин (рис. 58).

В шпифах порода определяется как олигомиктовый, преимущественно кварцевый песчаник с базальным, иногда поровым типом цемента. Текстура ее беспорядочная, пятнистая, неоднородная. Неоднородность обуславливается неравномерным распределением терри-



Рис. 58. Киммерийский табачный песчаник. Белое — кварц; цемент — ожелезненный сидерит. Скв. 45, гл. 27,0. Проходящий свет. Ув. 60

генного материала в цементе. Структура песчаника псаммитовая, участками алеврито-псаммитовая. Частицы песчаной размерности преобладают над алевритовой, содержание которой составляет 5—10 % терригенного материала. Содержание терригенной составляющей в песчаниках высокое и изменяется от 60 % на востоке (скв. 42, 45) до 70 на западе рудной площади (скважины 67, 69). Господствующий минерал терригенной составляющей — кварц (до 75 % всего обломочного материала), отмечены обломки раковин (10—15 %), рудные гидротетитовые оолиты в разных содержаниях, в западной части площади — обломки кремнистых пород (до 15 %), единичные зерна измененных плагиоклазов, глауконита, мусковита, гиперстена, кроме того, в западной части площади единичны зерна силлиманита, монацита, непрозрачного рудного минерала.

Кварц образует угловатые, окатанные, полуокатанные обломки неправильной, реже изометричной формы размерами 0,05—1,5 мм, чаще всего 0,07—0,40. В западной части площади зачастую встречаются более крупнозернистые песчаники; кварц песчаной размерности в основном окатан, кварц алевритовой размерности — угловатый. Карбонатный материал — исключительно обломки раковин плохой сохранности, преимущественно пелеципод. Размеры обломков достигает 0,8×1,6 мм, чаще гораздо меньше. Оолиты или их обломки сложены концентриями гидротетита, обычно имеют облик переотложенных агрегатов. Ядер в них, как правило, нет, вместо них пустоты. В скв. 69 отмечено замещение оолитов карбонатом, скорее всего

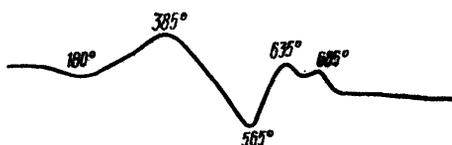


Рис. 59. Кривая нагревания сидерито-глинистого цемента табачного песчаника; скв. 45, гл. 27,0 м

сидеритом. Эти оолиты имеют эллипсоидальную форму, размеры от $0,32 \times 0,40$ до $0,48 \times 0,72$ мм. Цемент песчаников сидерито-глинистый, иногда сидерито-глинисто-хлоритовый. Сидерит тонкозернистый, с агрегатной поляризацией, насыщен пелитовым материалом, на участках развития порового цемента крупность агрегатов его несколько возрастает. Как правило, сидерит буроватый вследствие окисления. Даже в одном шлифе на различных участках степень окисления различна. Иногда сидеритовая масса становится почти непрозрачной в результате насыщения гидрогетитом. В песчаниках из скв. 78 (гл. 20,5 м) наблюдались выделения железистых хлоритов среди сидерита размерами до $0,3 \times 0,38$ мм. Они имеют зеленый цвет, явно гелевую структуру, разбиты трещинами синерезиса.

На кривой нагревания сидерито-глинистого цемента (из скв. 45) отчетливо фиксируются монтмориллонит (неглубокий и растянутый эндоэффект с максимом при 180°C), гуминовые соединения (экзоэффект с максимумом при 385°C), сидерит (эндоэффект с максимумом при 565°C и экзоэффект между 620°C и 680°C) (рис. 59).

При изучении химизма табачных песчаников отмечены характерные для киммерийских отложений содержания элементов (табл. 28). Так, в песчаниках, развитых на юго-востоке Одесской банки (скв. 45), определены высокие содержания кремнезема, оксида кальция, углекислоты, повышенные концентрации железа, преимущественно в окисной форме, марганца. Данные о химизме хорошо согласовываются с описаниями минерального состава породы — сидеритизированного, преимущественно кварцевого песчаника с примесью раковинного детрита. Спектральным анализом, кроме того, установлены (в %): Sr 0,1, Ba 0,03, Zr, V ~ 0,1, Y 0,01—0,02, Ni, La 0,003, Yb 0,002, Cr, Pb 0,001, Sc, Cu 0,0006, Mo 0,0001, Be 0,0002.

Табачные песчаники южного склона Одесской банки близки по составу аналогичным породам скв. 45 (см. табл. 28). Они несколько беднее кремнеземом, заметно беднее P_2O_5 , CaO, гораздо богаче железом (как FeO, так и Fe_2O_3), марганцем. Более глинистые разности табачных песчаников, встречающиеся в скв. 69, беднее кремнеземом, обогащены глиноземом, относительно обогащены железом и марганцем. Спектральным анализом в глинистых табачных песчаниках еще выявлены (в %): Ti 0,1, Ni 0,03, V 0,01, Zr 0,02, Y, La 0,003, Pb 0,002, Co, Cr, Cu, Ga 0,001, Be 0,0002, Yb 0,0003.

Песчаники перекрыты предположительно киммерийскими песками, представленными мелко-, средне- и разнозернистыми разностями. Минералогически это в основном кварцевые породы, с небольшой примесью раковинного детритуса, зачастую они довольно насыщенными окатанными оолитами и псевдооолитами гидрогетитового состава, что указывает на их связь с киммерийскими рудными отложениями. В тяжелой фракции песков установлены аксессуарные ильменит и циркон, единичные знаки рутила, апатаза, лейкоксена, дистена, силлиманита, турмалина, ставролита, граната, глауконита, биотита, колофана и др.

Верхнеплиоценовые алевроиты преимущественно крупные, в самых верхах разреза встречаются мелкие разности,

Таблица 28. Химический состав киммерийских отложений северо-западной части Черного моря, %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	61,27	59,92	51,56
TiO ₂	0,11	0,14	0,21
Al ₂ O ₃	1,62	1,00	2,50
Fe ₂ O ₃	2,34	5,00	3,22
FeO	8,86	14,19	14,00
MnO	0,27	0,65	0,81
MgO	1,14	1,51	1,63
CaO	9,66	4,08	7,23
Na ₂ O	0,40	0,22	0,36
K ₂ O	0,34	0,22	0,56
P ₂ O ₅	3,85	0,37	0,34
SO ₃	Не опр.	Нет	Нет
CO ₂	8,13	8,80	7,60
C	Не опр.	0,43	Не опр.
H ₂ O	—	0,44	0,60
П.п.п.	2,06	2,58	9,66
Сумма	99,98	99,55	100,28

Примечание. 1 — скв. 45, гл. 27,0 м, табачный песчаник; 2 — скв. 78, гл. 20,5 м, табачный песчаник; 3 — скв. 69, гл. 19,4 м, глинистый табачный песчаник. Аналитик Н. К. Чурундая.

тяготеющие к глинам. Окраска их серая, с зеленоватым или буроватым оттенками. В виде примесей в них находится пелитовый и песчаный материал: пелитовый чаще отмечается в мелких алевроитах (до 25 %), песчаный — преимущественно в крупных.

Минеральный состав алевроитов неоднородный. Крупные алевроиты — кварцевые, с большим количеством мусковита, биотита, кальцита и др. В составе мелких алевроитов, помимо доминирующего кварца, много глинистых минералов — монтмориллонита, гидрослюды и каолинита. Среди минералов тяжелой фракции в алевроитах преобладают лейкоксен, магнетит, ильменит, лимонит, гематит, гранат, циркон, рутил, турмалин, роговая обманка, эпидот, сфен, брукит, монацит.

Глины верхнеплиоценовых отложений в восточной части Одесской банки являются монтмориллонитовыми (по данным термического анализа). Легкая фракция алевроитового материала глини сложена кварцем (до 80 %), полевыми шпатами (до 18 %), халцедоном (1 %), а также глауконитом, обломками пород. Тяжелая фракция, представлена лейкоксеном, магнетитом, ильменитом, лимонитом, гематитом, гранатом, цирконом, рутилом, турмалином, зеленой слюдой, мусковитом, роговой обманкой, эпидотом, сфеном, брукитом, монацитом. Содержание магнетита и титансодержащих минералов составляет 25 %, циркона 15.

Спектральным анализом верхнеплиоценовых глин установлены содержания (в %): Mn 0,36, Ni 0,002, Co 0,0002, Ti 0,04, U 0,002, Cr 0,003, Mo 0,0004, Zr 0,002, Cu 0,003, Pb 0,003, Ag 0,00004, Be 0,00008, Ba 0,018, Li 0,0007, P 0,014, Y 0,0003, Sn 0,0007, Ga 0,0002, Zn 0,0015.

Находки новых площадей развития верхнеплиоценовых (киммерийских) отложений в акватории северо-западной части Черного моря имеют существенное значение для уточнения западной границы их распространения. Ранее предполагалось, что контуры киммерийской Азово-Черноморской рудной провинции проходят в районе левобережья Днепра, основные площади киммерийских отложений были размывы мощными потоками палео-Днепра и сохранились в виде отдельных останков на территории Скадовского и Голопристанского районов [73, 138, 140, 216, 241]. По результатам работ последних лет,

контуры Азово-Черноморской железорудной провинции, проведенные ранее [11, 233, 265], должны быть значительно (примерно на 50 км) расширены по направлению на запад. Наблюдается, в частности, фациальное выклинивание железистых песчаников путем их постепенного обеднения железом и уменьшения мощности и числа прослоек песчаников в киммерийском разрезе. Так, железистые песчаники в акватории Черного моря беднее железом по сравнению с районами Херсонщины [241], виден размыв киммерийских отложений четвертичными речными системами. Надо полагать, дальнейшие геологосъемочные работы позволят окончательно решить вопрос о характере выклинивания киммерийских отложений в западном направлении и о соотношении киммерийских и предположительно синхронных им дакийских отложений.

РУДОНОСНОСТЬ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО ПОДВОДНОГО СКЛОНА

Судя по литературным данным, визуальным наблюдениям и главным образом по геофизическим материалам [238], южный склон Керченско-Таманской зоны характеризуется довольно широким распространением киммерийских и предположительно киммерийских отложений (рис. 60). Можно допустить в разрезах киммерия достаточно значительное развитие рудных отложений. В прибрежных районах Тамани это доказано в процессе легководолазного обследования подводных обнажений.

Генетически в пределах керченско-таманского подводного склона развиты рудопроявления двух типов — залежи на склонах антиклинальных структур, характерные для Тамани, и залежи в мульдах, преобладающие на Керченском п-ове. Непосредственно близ крайней юго-восточной структурной зоны Керченского п-ова (Кыз-Аульской) геофизическими исследованиями объединения Южморгеология [238] зафиксировано несколько потенциально рудоносных синклиналей. Это прежде всего морское продолжение Кыз-Аульской синклинальной зоны сложной конфигурации и еще одна синклинальная зона, расположенная южнее (рис. 61).

Полоса потенциально рудоносных структур тянется далее на юго-запад, в сторону внешнего шельфа и матери-

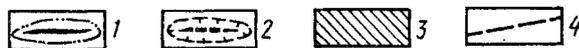
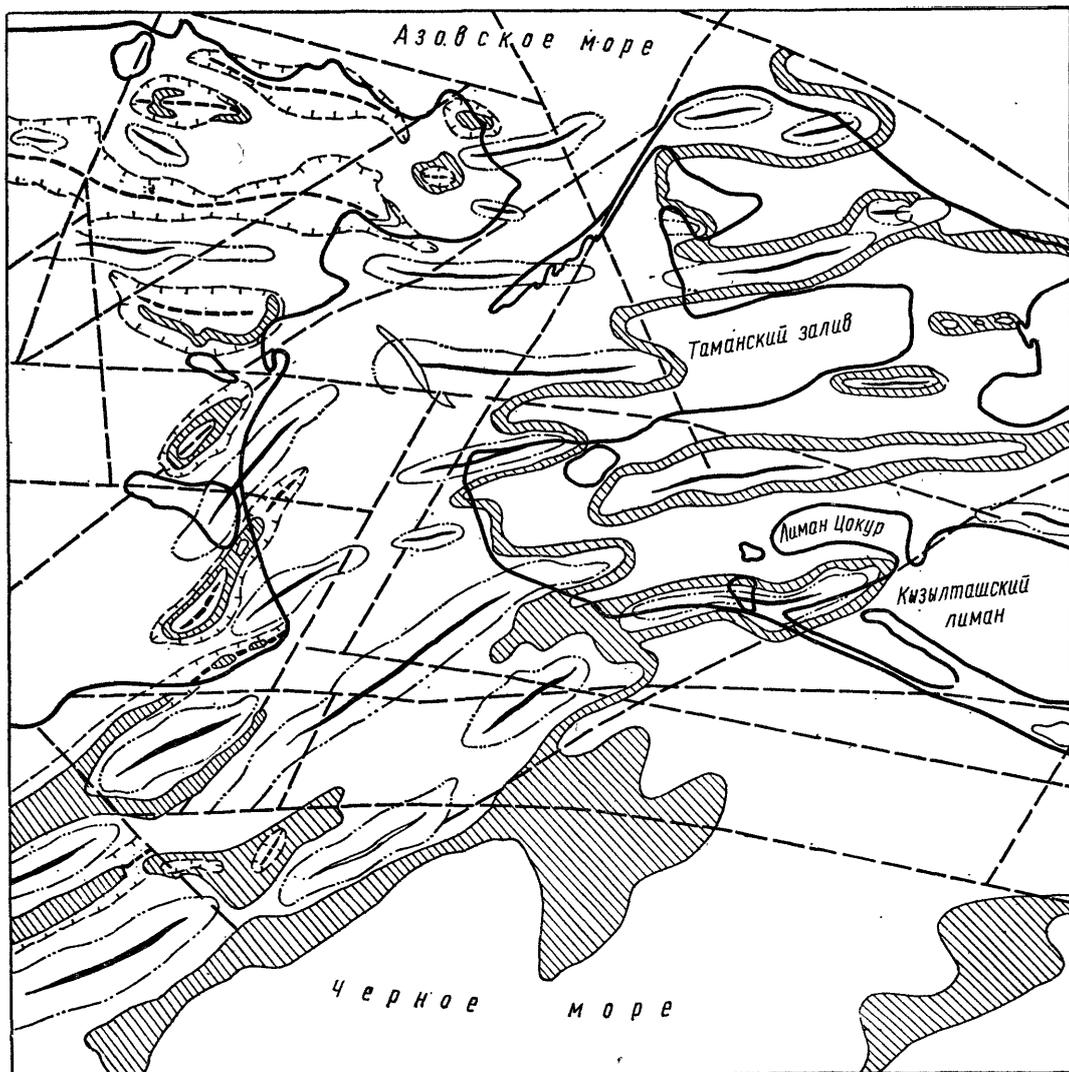


Рис. 60. Распределение киммерийских отложений в Керченско-Таманской зоне:

Контуры: 1 — антиклинальных структур и их оси, 2 — синклинальных структур и их оси; 3 — площади развития киммерийских отложений, 4 — линии тектонических нарушений

нового склона. К сожалению, мы пока не располагаем данными о строении этой полосы. Наиболее изучена рудоносность юго-востока Керченского п-ова, исследование которого в известной мере могут быть интерполированы для понимания строения прилегающей с моря полосы развития синклинальных структур.

При изучении юго-восточного блока Керченского п-ова привлекла внимание его крайняя юго-восточная синклинальная структура — Кыз-Аульская*, считавшаяся ранее безрудной. Как выяснилось, в ее пределах встречаются рудо-

носные участки [246], что резко меняет представление о перспективности этой зоны и прилегающей акватории Черного моря.

Геологоразведочными работами на керченские железные руды, проводившимися в 30-е годы, а также в послевоенное время, Кыз-Аульская структура была оставлена без внимания. В 1956—1957 гг. разведочные работы в ее пределах на поиски флюсовых известняков проводились Укргеолтрестом (Г. Н. Скляр). Несколько профилей не-

* Во многих источниках Кыз-Аульской мульдой называют лежащую севернее Яныш-Такыльскую рудную мульду, а Кыз-Аульскую синклиналь называют Кыз-Аульской безрудной мульдой.

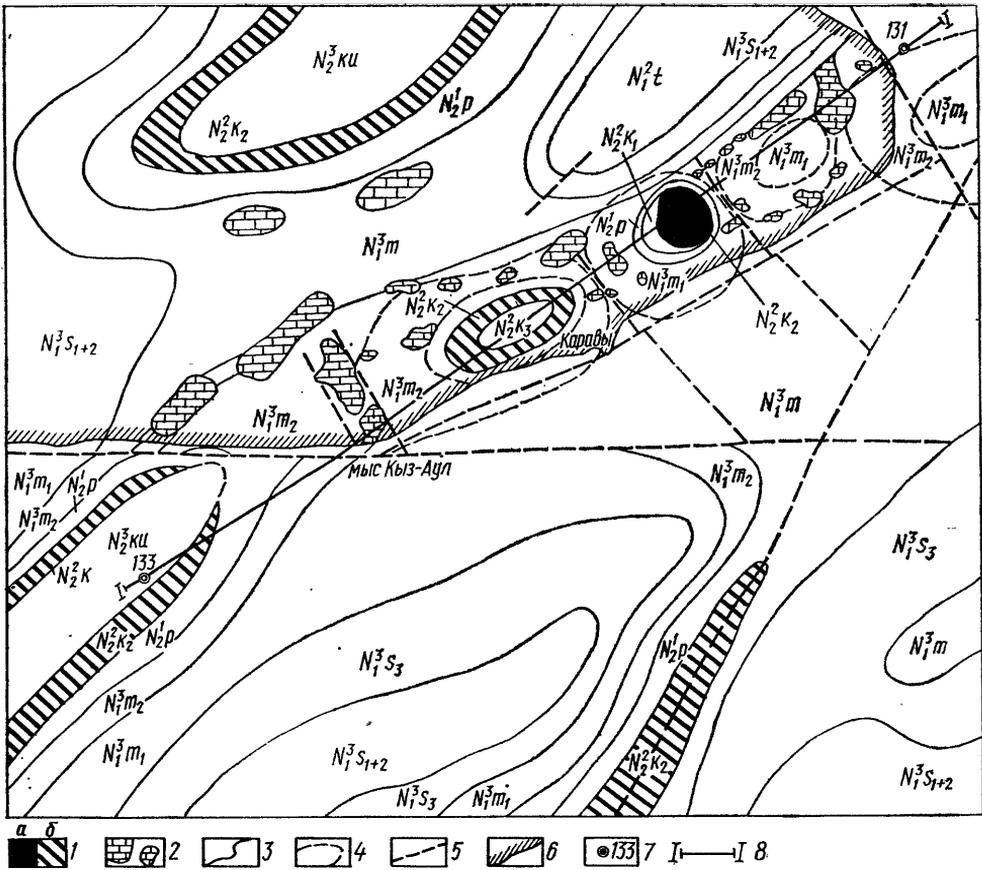


Рис. 61. Тектоническая схема Кыз-Аульской синклинали:

1 — площадь развития киммерийских отложений: а — достоверная, б — предполагаемая; 2 — ряды мейотических мембраннопоровых известняков, 3 — геологические границы, 4 — границы мульды в пределах синклинали, 5 — разрывные нарушения, 6 — береговая линия, 7 — скважины, 8 — линия разреза

Возрастные индексы отложений: N_2^{2t} — тортонский ярус, $N_1^3 S_{1-2}$ — нижний и средний горизонты сарматского яруса, $N_1^3 S_3$ — верхний горизонт сарматского яруса, $N_1^3 m$ — мейотический ярус, $N_1^3 m_1$ — нижний горизонт мейотического яруса, $N_2^{2m_2}$ — средний горизонт мейотического яруса, N_2^{1p} — понтический ярус, $N_2^{2k_2}$ — средний горизонт киммерийского яруса, $N_2^{2k_3}$ — верхний горизонт киммерийского яруса, N_2^{3ku} — куяльницкий ярус

глубоких скважин вскрыли мейотические известняки и глины в восточной половине структуры, понтические фалены в районе хут. Пащенко к северу от пос. Каравы. На некоторых геологических картах последних лет в пределах Кыз-Аульской синклинали, оборванной береговым обрывом Черного моря, показано развитие киммерийских отложений в самом береговом обрыве. В дальней-

шем отмеченные на картах контуры развития киммерийских отложений были существенно уточнены, хотя сами киммерийские отложения удалось выявить. В целом Кыз-Аульская структура рисуется как типичная мульда с проблематично развитыми в ней и обнажающимися по береговому обрыву киммерийскими отложениями.

Между тем геологическое строение Кыз-Аульской отрицательной структуры гораздо сложнее и необычнее [246]. Учитывая сложное строение синклинали, ее расчлененность на ряд более мелких структур и значительную протяженность*, правильнее говорить о Кыз-Аульской синклинали. Измеренная по выходам оконтурирующих структуру мшанковых известняков предположительная длина ее около 13,5 км, если считать протяженность до 9 км по суше и опущенные в море блоки. Ширина с учетом опущенной в море части по-

* В 1975 г. авторы обследовали обнажения и пробурили в районе Кыз-Аульской зоны шесть скважин на суше и несколько скважин в прилегающей акватории моря.

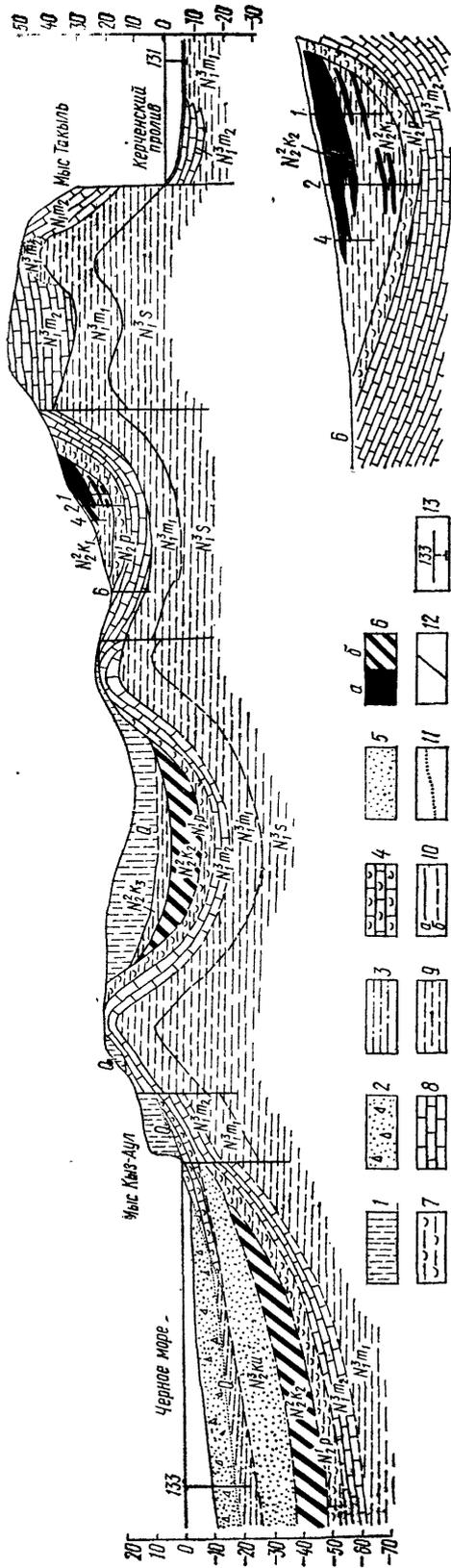


Рис. 62. Геологический разрез Кыз-Аульской синклинали (на врезке показан разрез Китейского рудопроявления): 1 — четвертичные лессовидные суглинки, 2 — пески с детрито-раковинным материалом, 3 — известняки, 4 — известняки-ракушечники, 5 — пески кварцевые, 6 — киммерийские железные руды: а — достоверно установленные, б — предполагаемые, 7 — глины с обильной фауной (фалены), 8 — мембранипоровые известняки, 9 — глины, 10 — стратиграфические границы: а — достоверные, б — предполагаемые, 11 — литологические границы внутри одного стратиграфического подразделения, 12 — линии тектонических нарушений, 13 — сваялки. Возрастные индексы отложений: N³⁸ — сарматский ярус, N³⁷ — нижний горизонт меотического яруса, N³⁶ — средний горизонт меотического яруса, N³⁵ — понтийский ярус, N²⁴ — средний горизонт киммерийского яруса, N²³ — верхний горизонт киммерийского яруса, N²² — кулянский ярус, Q — отложения четвертичного возраста

рядка 2, в том числе по суше : 1,5 км.

Стратиграфический разрез Кыз-Аульской синклинали (сверху вниз) перекрывается довольно значительным по мощности (до 10 м) пластом лессовидных пород, лежащих под почвенно-растительным слоем (рис. 62). Лессовидные породы в некоторых участках зоны залегают на киммерийских и более древних отложениях. Мощность киммерийских пород достигает 13 м. Они представлены черными, темно-серыми немскими глинами с пластами и линзами оолитовых железных руд мощностью до 5,5 м. Киммерийские отложения несогласно залегают на породах понта, встреченных в центральной части Кыз-Аульской синклинали зоны. Мощность последних до 18,5 м. Они сложены фаленами — темно-серыми глинами с многочисленными фаунистическими остатками. Образование понта несогласно перекрывают породы меотиса. По данным Г. М. Скляра, в Кыз-Аульской структуре встречены только средне- и нижнемеотические отложения. Средний меотис представлен неравномерно сцементированными известняками, местами рыхлыми, местами перекристаллизованными, с прослоями зеленовато-серых глин. Мощность среднемеотических отложений до 21 м. Нижнемеотические отложения (суммарной мощностью 20 м) — серые, слабо сланцеватые глины с глыбоподобными залежами мшанковых известняков. Все эти породы залегают на верхнесарматских темно-серых сланцеватых глинах. Сармат представлен в этом районе верхне-, средне- и нижнесарматскими отложениями, мощность которых превышает 750 м [238]. Более древние породы в синклинали зоне не вскрыты.

Кыз-Аульская структура вырисовывается как единое целое только по фундаменту сарматских отложений. Более молодые образования разделены удлиняющимися поднятиями оси синклинали, выраженными в рельефе поперечно ориентированными грядами мшанковых известняков, на пять мелких мульд. В этом отношении структура напоминает Чегене-Салынско-Катерлезскую синклиналиную зону, которая по неотектоническому основанию является единым целым. Крайняя мульда Кыз-Аульской синклинали — Восточно-Такыльская — разорвана тектоническим нарушением, зафиксированным береговым обрывом Керченского п-ова в одноименном проливе. Ее восточная граница ориентировочно оконтурена цепью предположительно мшанковых банок в акватории пролива в районе мыса Такыль. Характер мульды достаточно наглядно прослеживается в береговом обрыве. Примерно две трети структуры расположены в пределах акватории Керченского пролива. В плане она имеет почти изометрическую форму. Длина оси составляет около 1,4 км, при этом ось мульды как бы отклоняется на юго-восток по отношению к оси всей синклинали. Северная и западная границы мульды выражены в рельефе суши невысокими пологими холмами мембранипоровых известняков. Центральная часть мульды представляет собой плоскую равнину, круто оборванную берегом. В обрыве обнажаются полого падающие пласты верхнесарматских тонкослоистых глин с прослоями мергелей, которые на северном крыле мульды имеют юго-восточное падение (азимут падения 170° , угол падения 6°), а на южном — северо-западное (азимут падения 340° , угол падения 4°). Возраст пород определяется в соответствии с данными Н. И. Андрусова [10]. Береговой обрыв фиксирует, скорее всего, крупные нарушения север-северо-восточного простирания. Восточная часть мульды по нарушению опущена примерно на 20—25 м.

Западно-Такыльская мульда находится полностью в пределах суши. В плане она представляет собой эллипс, вытянутый по длинной оси Кыз-Аульской синклинали. Длинная ось мульды составляет около 2, короткая — около 1 км. Структура хорошо оконтуривается прерывистой цепью мембранипоровых рифовых известняков, слагающих на

востоке и западе пологие невысокие холмы, а на северном крыле — систему остроконечных гряд, возвышающихся над равнинной центральной частью приблизительно на 30 м. Углы падения понтических известняковых глин, вскрытых в карьере по северо-западному борту мульды, $5-6^\circ$. В береговом обрыве обнажаются переслаивающиеся глины и мергели верхнего и среднего сармата, азимут падения которых ЮВ 118° , а угол падения 8° .

Два нарушения в береговом обрыве фиксируются интенсивными зонами смятия, мелкой гофрировкой пород. Лежащая западнее Китейская мульда в плане имеет форму почти изометричного овала, вытянутого по простиранию синклинали на 2,3 км. Мульда оконтурена по выраженным в рельефе невысоким пологим возвышенностям или отдельным скальным выходам мшанковых известняков, самый высокий из которых — северный гребень — поднят над пологой центральной частью структуры примерно на 20 м. Западное замыкание мульды приурочено к зоне субмеридионального нарушения, проходящего с востока вдоль оконтуривающей мульду мшанковой гряды этого же направления. Нарушение фиксируется в береговом обрыве зоной интенсивного смятия и разрывов. Южный контур мульды проведен предположительно по цепи мшанковых банок, расположенных в море параллельно берегу на расстоянии 0,3—0,5 км. Это южное крыло оборвано нарушением по береговому обрыву и погружено в море. В береговом обрыве обнажаются глинисто-мергелистые породы сармата: на востоке Китейской мульды азимут падения их ЮВ 95° , угол падения 17° , на западе — азимут падения ЮВ 137° , угол падения 6° . Центральная часть мульды, выраженная в рельефе пологой наклоненной на запад равниной, сложена породами мотиса, понта и киммерия. В известняковом карьере на северном борту мульды зафиксировано падение неотектонических и понтических пород под углом 16° при азимуте падения ЮВ 140° .

Западнее Китейской мульды находится довольно крупная Каравская мульда, имеющая в плане эллипсоидальную форму. Она вытянута по оси синклинали: длина большей оси примерно 2,3 км, короткой 1,75. Южный край мульды опущен в акваторию Черного моря. Контур Каравской мульды

очерчены мшанковыми рифами как на суше, так и в море. В западной части мульды породы падают в северо-западном направлении (азимут падения 335° угол падения 27°), в восточной (мыс Белый) — азимут падения ЮВ 140° , угол падения 3° .

Восточнее мыса Кыз-Аул наблюдается хорошо выраженная зона нарушений (смещение пластов зоны смятий и т. п.). Это нарушение предположительно трассируется в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона гряды мшанковых рифов, разделяющих Каравскую и лежащую западнее Кыз-Аульскую мульды. Длинная ось (4,8 км) вытянутого овала этой структуры отклоняется к юго-западу от общего простирания оси всей синклинальной зоны. Длина короткой оси 1,8 км. Мульда несколько асимметрична, северное ее крыло круче южного. Юго-западная граница мульды условно проводится по цепи банок и отмелей в море. При такой трактовке три четверти структуры находятся в акватории Черного моря. На суше мульда оконтуривается выступами и скалами мшанковых известняков. В береговом обрыве обнажается в восточной части среднесарматская толща глин с прослоями песчаников и мергелей, которые погружаются в юго-восточном направлении (азимут падения 140° , угол падения 3°). В западной части мульды в береговом обрыве обнажаются лессовидные суглинки. Западнее гряды мшанковых известняков, разделяющих Каравскую и Кыз-Аульскую мульды, по данным изучения берегового обрыва, установлено субмеридиональное нарушение. Гряды мшанок вырисовываются как своеобразное поднятие, возникшее вследствие ундуляции оси синклинальной зоны. Западная часть Кыз-Аульской мульды опущена в море по нарушению, выраженному береговой линией.

Одна из скважин, пробуренных в 1975 г. НИС «Геохимик», вскрыла, по всей вероятности, продолжение этой мульды в море. В целом структура Кыз-Аульской синклинальной зоны сложна и необычна для Керченского п-ова. Эта необычность выражается в определяющем значении разрывных нарушений, имеющих здесь два основных направления — субмеридиональное и субширотное. Субмеридиональное нарушение является, в сущности, оперяющим нарушением крупного регионального разлома по Керченскому проливу. Субмеридио-

нальные нарушения и определили, надо полагать, ундуляцию оси синклинальной зоны. Видимо, в зонах крупных разрывов, соответствующих поднятиям оси складки, развились гряды неотических мембранопоровых рифовых известняков, расчленивших единую структуру на несколько более мелких мульд. Возраст этих нарушений, очевидно, до неотического или древнее. Ряд нарушений этого направления, возможно, развивался и позднее. Некоторые из них зафиксированы в береговых обрывах. Вторая система нарушений параллельна линии берега. Эту систему дислокаций зафиксировал еще Н. И. Андрусов [10], описавший сброс параллельно берегу возле развалин античного города Акра в породах неотиса и верхнего сармата.

В мульдах Кыз-Аульской синклинальной зоны прослеживаются многие черты геологического строения, типичного для Керченского п-ова. Так, мульды характеризуются в общем пологими углами падения слагающих их слоев; углы падения вышележащих слоев более пологи по сравнению с подстилающими породами и т. п. Вся Кыз-Аульская синклинальная зона характеризуется более глубоким по сравнению с другими районами Керченского п-ова эрозионным срезом слагающих ее толщ, что позволяет предполагать значительное поднятие этого блока Керченского п-ова или хотя бы его отдельных участков.

Геологические наблюдения авторов, в частности бурение в пределах акватории Керченского пролива и прилегающей части Черного моря, показали, что развитие Кыз-Аульской синклинальной зоны характеризовалось разнонаправленными в различные отрезки геологического времени движениями отдельных блоков. Так, в киммерийское время, очевидно, был приподнят район Западно-Такыльской мульды, лежащей в настоящее время примерно на одном уровне отметок с другими мульдами зоны. Одновременно опущены в море восточное и западное окончания мульд Кыз-Аульской зоны, где, возможно, развиты плиоценовые отложения.

Представления о безрудности Кыз-Аульской синклинальной зоны в последнее время несколько изменились в связи с находкой здесь нового проявления керченских руд. Обнаруженная рудная залежь расположена в центральной части зоны — Китейской мульде

(см. рис. 62). Рудный пласт приурочен к верхней части толщи темно-серых трещиноватых киммерийских глин. В плане залежь имеет вид линзы, наклоненной на запад. Фиксируется четкая приуроченность ооидных руд к верхней части залежи. В направлении погружения в сторону центра мульды наблюдается фаціальное выклинивание руд. Залежь в виде единого пласта, достигающая в скв. 1 мощности 5,5 м, к центру структуры распадается на три маломощных пласта, выклинивающихся далее на запад. Зона ооидных руд локализована вдоль восточной границы залежи. В целом вырисовывается довольно обычная для керченских месторождений картина зонального строения рудного тела, обрамленного по периферии зоной ооидных руд. Последние в большой степени эродированы, да и вся рудная залежь в верхней части размыта. Поэтому в разрезе пласта фаціальный переход ооидных руд устанавливается только сверху вниз, под ними залегают цементационные руды, которые ниже сменяются глинами.

Рудная залежь не только размыта, но и глубоко проработана поверхностными процессами, поэтому руды представлены только коричневыми разностями, а рудовмещающие киммерийские глины пропитаны по трещинам гидроксидами железа. Среди руд достаточно четко выделяются две основные разновидности — ооидные и цементационные. Ооидные руды визуальнo характеризуются ооидитовым сложением, которое в шлифах и аншлифах выражается в типичных обломочно-ооидитовых структурах (рис. 63).

Гранулометрический состав руд довольно непостоянен. По данным рассевов по фракциям и наблюдениям под микроскопом, общее содержание ооидов в рудах не превышает обычно 30—40 % (рис. 64). При этом в разных пропластках преобладают ооиды разной размерности. Чаще всего распространены ооиды во фракции 0,5—3 мм. Иногда наблюдаются более крупнооидные руды, где весьма высоко содержание фракций 3—10 мм наряду с заметными концентрациями ооидов размером 0,5—2. Этим рудам свойственна двухвершинная гранулометрическая диаграмма, свидетельствующая о влиянии различных генетических факторов на процессы накопления ооидов. Усредненные данные по ооидным рудам также характеризуют-



Рис. 63. Структура ооидитовой железной руды. Китейское рудопроявление. Скв. 2. гл. 4,3 м. Ув. 35

ся двухвершинным распределением, где отчетливо наблюдаются максимумы содержания частиц размером 1—2 и 5—7 мм. Рассевы руд были выполнены достаточно тщательно, контролировались просмотром под биноклем, так что засорение фракций обломками цемента, возникшими при расसेве, исключалось.

Под микроскопом, в шлифах и аншлифах ооиды имеют довольно неоднородный состав. Они представлены типичными концентрически слоистыми образованиями — ооидитами — и окатанными, напоминающими ооиды, рудными обломками — псевдоооидитами. Соотношение содержания ооидов и псевдоооидитов изменяется в зависимости от размерности фракций. Среди частиц во фракциях менее 1 мм псевдоооидитов либо столько же, сколько ооидов, либо больше; в более крупных фракциях ооиды преобладают, крупнее 3 мм псевдоооидитов практически нет.

Ооиды характеризуются округло-овальной формой, нередко они сплюснуты. Число концентров невелико, не превышает 3—4. Как правило, ооиды имеют ядра, в качестве которых чаще всего выступают окатанные рудные обломки. Ооиды сложены преимущественно гидроксидами железа, вероятно, в смеси с глинистыми минералами. Псевдоооиды по форме напоминают ооиды, обычно округло-уплощенные. По составу псевдоооиды чаще всего гидрогетитовые, иногда гидроферрихлоритовые. И ооиды и псевдоооиды в ооидных рудах в большинстве случаев изъедены, с многочисленными кавернами неправильной формы.

Цементационные руды визуальнo сравнительно однородны. Они преиму-

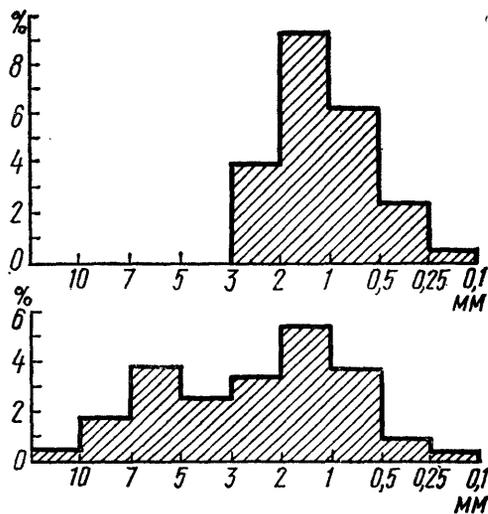
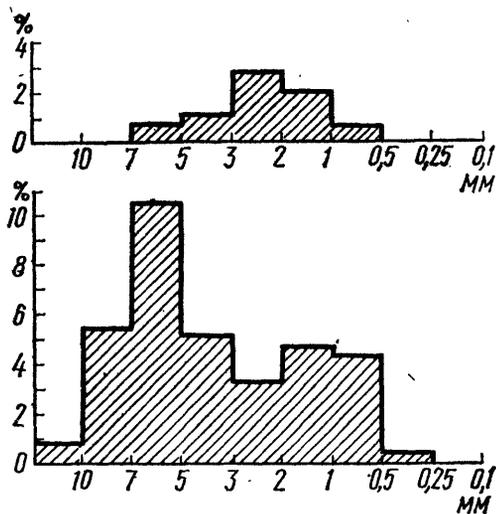


Рис. 64. Содержание оолитов в железных рудах Китайского рудопроявления

щественно рыхлые, зеленовато-бурые. Под микроскопом характеризуются преобладанием дисперсных либо коллоидных агрегатов гидроксидов железа и ферримонтмориллонита, в которых изредка вкраплены мелкие единичные оолиты и псевдооолиты, чаще всего изъеденные и корродированные. Содержание последних обычно не выше 5%. Минералогически оолиты не выделяются в основной массе цемента. До 1% содержится угловатых зерен кварца алевритовой размерности.

В основных чертах минералогия руд Китайского рудопроявления напоминает таковую известных керченских месторождений. Важнейшими рудообразующими минералами являются гидроксиды железа, ферримонтмориллонит, ги-

дроферрихлорит, изредка встречается вивианит. Терригенные минералы представлены преимущественно кварцем и глауконитом. Часто встречается вторичный гипс.

Судя по данным 12 химических анализов, химический состав руд Китайского рудопроявления близок таковому из типичных керченских месторождений (табл. 29). Содержание железа (в %) в рудах (11 проб) изменяется от 25,99 до 44,00, в среднем 35,00%; марганца 0,12—0,54, в среднем 0,30; фосфора 0,41—1,09, в среднем 0,90; ванадия 0,04—0,069, в среднем 0,05; мышьяка 0,01—0,158, в среднем 0,068*.

* Анализы металлургических шлаков, найденных в захоронениях боспорского г. Китая (III в. до н. э.) на берегу Черного моря восточнее пос. Каравы археологом Е. А. Молевым, показали наличие тех же элементов, которые характерны для керченских руд вообще и для Китайского рудопроявления в

Таблица 29. Химический состав железных руд Китайского рудопроявления Кыз-Аудьской синклиналиной зоны, %

Связина	Интервал опробования, м	Руда	Fe	Mn	P	V	As
1	0,60—1,20	Ооидная, коричневая	34,76	0,42	1,00	0,049	0,124
1	1,20—1,35	То же	39,93	0,16	1,28	0,049	0,158
1	1,35—2,20	Коричневая	34,29	0,12	0,92	0,054	0,077
1	2,50—4,00	»	36,01	0,23	1,09	0,056	0,085
1	4,15—4,50	Цементационная	31,94	0,29	0,94	0,067	0,056
1	6,60—7,40	»	34,91	0,28	0,82	0,069	0,019
2	2,15—3,15	»	25,99	0,44	0,66	0,038	0,013
2	4,00—4,35	»	43,37	0,32	0,96	0,04	0,010
2	10,30—10,50	Глина окисленная	11,27	0,036	0,09	0,02	0,009
3	2,00—3,00	Ооидная, коричневая	44,0	0,54	0,97	0,045	0,114
3	3,00—4,60	Цементационная	28,65	0,21	0,41	0,043	0,013
4	1,70—2,00	То же	29,59	0,22	0,87	0,04	0,010

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Камыш-Бурунского управления рудничной геологии. Аналитик М. П. Бидриенко.

Специфической особенностью химизма китейских руд является относительно высокое содержание мышьяка. Спектрально в рудах установлен обширный комплекс микропримесей. Во всех пробах руд фиксируются Ti (0,01—0,04 %), Zn (0,006—0,05 %), Ni (0,003—0,005 %), Co (0,0005—0,002 %), Pb (0,001—0,003 %), Cr и Be (0,001—0,002 %), Cu (0,0005 %), в единичных образцах — Ba (0,01—0,02 %), Ag, Sn, Mo (0,0001 %). Комплекс микропримесей несколько необычен для керченских руд в связи с наличием Pb, Zn, Cu, Sn, Ag и других элементов. Небезынтересно, что примерно сходный комплекс микропримесей содержат вмещающие киммерийские глины, а также глины понта и меотиса. Кроме отмеченных элементов, глины содержат еще Bi (0,0001 %) и Li (0,001—0,003 %). Различия химизма ооидных и цементационных руд спектрально обнаружить не удалось.

По химическому составу ооидные и цементационные руды несколько различны (см. табл. 29). В ооидных рудах (5 анализов) содержится железа (в %) 34,29—44,00, в среднем 37,8; марганца 0,12—0,54, в среднем 0,3; фосфора 0,92—1,28, в среднем 1,1; ванадия 0,045—0,058, в среднем 0,051; мышьяка 0,077—0,158, в среднем 0,116; в цементационных (6 проб) железа 25,99—43,37, в среднем 32,41 %; марганца 0,21—0,44, в среднем 0,29; фосфора 0,41—0,96, в среднем 0,78; ванадия 0,038—0,069, в среднем 0,05; мышьяка 0,01—0,05, в среднем 0,02.

В общем масштабы оруденения Китейской мульды невелики. Тем не менее рудопроявление имеет принципиальное значение как свидетельство потенциальной рудоносности всей Кыз-Аульской синклиналильной зоны, в том числе и ее западной, морской части. Этот факт расширяет перспективы выявления новых рудных залежей. Разумеется, не все мульды Кыз-Аульской синклиналильной зоны в равной мере перспективны. Судя по данным бурения при разведке флюсовых известняков, безрудной яв-

частности, — марганца, фосфора, ванадия, мышьяка. Учитывая ограниченные транспортные связи в древности, сходство состава руд Китейского рудопроявления и плаков, наличие выходов китейских руд почти на дневную поверхность вблизи г. Китея, можно высказать предположение, что, возможно, именно это рудопроявление разрабатывалось уже в античные времена.

ляется Западно-Такыльская мульда. В то же время возможно выявление рудных отложений под толщей лессовидных суглинков в Восточно-Такыльской и Каравской мульдах. Площадь Восточно-Такыльской мульды незначительна, поэтому поиски желательнее провести, в первую очередь, в пределах Каравской структуры, тем более что, по устному сообщению Е. П. Горяинова, в 1960 г. одна из скважин гидрогеологического назначения вскрыла к северу от пос. Каравы примерно 1,5-метровый пласт коричневой руды под метровым слоем глины и 12-метровым слоем лессовидных суглинков. Более сложна проблема потенциальной рудоносности собственно Кыз-Аульской мульды, значительная часть которой расположена в акватории Черного моря.

Материалы бурения, проведенного нами на продолжении Кыз-Аульской мульды в море, не исключают возможности выявления рудного пласта. В частности, об этом свидетельствует находка предположительно куяльничких песков, обогащенных рудными шликсом. Разрез скв. 133 начинается слоем детритусового средне- и разнозернистого песка серого и буроватого цвета (интервал 0,3—3,6 м), под ним — глина серовато-бурая, пластичная (3,6—4,0 м) и мелкозернистый буровато-серый кварцевый песок с рудным оолитовым шликсом (4,0—6,8 м). Внизу этого же интервала — прослой темно-серой глины. С глубин 6,8—9,0 м керн не поднят. В интервале 9,0—11,3 м вскрыты зеленовато-серые песчано-алевритовые породы с прослоями серых слюдястых глин, под ними — тонкослоистая слюдястая глина с тонкими (до 3 мм) прослойками песка и включениями органического вещества. На глубине 13,1 м скважина была остановлена из-за штормовой погоды. Глины немые, но явно отличаются от пород сармата, вскрытых скв. 132, где под слоем детритусового песка (0—1,6 м) обнаружены выветрелые буровато-серые слоистые сарматские глины с пропластками выветрелых известняков (1,6—8,2 м).

Изучение процессов рудообразования в Китейской мульде позволяет в известной мере интерполировать эти данные для прогнозирования в других потенциально рудоносных мульдах Кыз-Аульской синклиналильной зоны, а также лежащих к югу синклиналиях. Наличие довольно крупнооолитовых разностей руд

в Китейской залежи свидетельствует о значительных размерах киммерийской лагуны. Наличие псевдооолитов свидетельствует о перемыве рудного пласта в процессе рудообразования, что, очевидно, было обусловлено поднятиями блоков зоны.

По аналогии с Китейской мульдой находки не только цементационных, но и оолитовых руд можно ожидать в Каравской и, возможно, Кыз-Аульской мульдах. Многочисленные поперечные нарушения в пределах всей синклиналиной зоны дают возможность предполагать пострудные поднятия различных блоков мульды и в этой связи — высокую степень размыва возможных рудных залежей, их высокую переработку поверхностными процессами. Поэтому, вероятнее всего, возможны находки именно окисленных коричневых руд.

Надо полагать, что не только руды Китейского проявления, но и другие участки зоны в какой-то мере обогащены мышьяком и микропримесями тяжелых металлов. Причины этого еще не вполне ясны, но возможны либо участие еще не обнаруженных грязевых вулканов из соседних положительных структур, либо поступления из каких-либо глубинных источников по разломам. Разломная тектоника обусловила, в частности, наиболее значительное поднятие блока Западно-Такыльской мульды в предкиммерийское время и как следствие — выпадение этого участка из цепи рудоносных мульд, позднейший эрозионный срез рудных пластов в других участках зоны.

На керченско-таманском подводном склоне в районах близ Таманского п-ова, в восточной части Керченского пролива, в полосе внешнего шельфа к югу от Керченского п-ова, по нашему мнению, преобладают рудопроявления железных руд и железистых пород на склонах антиклинальных структур. Сравнительно недавно подводные рудные залежи близ Таманского п-ова изучали В. В. Шарков и З. И. Гурьева [228, 229]. Вещественный состав поднятых В. В. Шарковым образцов руд исследовал Е. Ф. Шнюков [233]. В 1976—1977 гг. притаманский подводный склон Черного моря и акваторию Таманского залива изучали авторы раздела. Был пробурен ряд скважин, позволивших уточнить геологическую карту восточной части Керченского пролива.

Проведенные работы показали широ-

кое распространение выходов железных руд на притаманском подводном склоне. В. В. Шарков оценивает их протяженность в 70 км. Они образуют положительные формы подводного рельефа, иногда возвышающиеся над морским дном почти на 8, но чаще всего на 1—2 м. Подводные рудные залежи во многом напоминают аналогичные месторождения Таманского п-ова. Они представляют собой залежи на склонах антиклинальных структур. Размеры подводных антиклинальных структур — первые километры, по форме они напоминают овалы (брахиантиклинальные банки Вольского, банки Аксенова и др.). Для рудных залежей притаманского подводного склона характерны относительно крутое падение пластов, быстрое фациальное выклинивание руд на глубину. Во многом руды этого района близки рудам северо-западного блока Керченского п-ова. По вещественному составу железные руды притаманского склона Черного моря напоминают руды других бассейнов Азово-Черноморской рудной провинции. Они представлены преимущественно табачными разностями, лишь руды рифа Кишла — коричневые. Среди поднятых с морского дна образцов — оолит-псевдооолитовые, чаще сидеритизированные и сидеритовые руды. Высокое содержание сидеритов определено условиями захоронения обнажений и размывающим воздействием моря на более мягкие разности руд. Минеральный состав руд из подводных обнажений аналогичен составу широко описанных керченских и таманских.

В шлифах и аншлифах достаточно наглядны оолито-обломочные структуры в ооидных разностях руд и тонкозернистые, в перекристаллизованных участках — гранобластовые структуры в сидеритовых конкрециях. В ооидных рудах содержание оолитов и псевдооолитов достигает 50 %, причем среди ооидов преобладают псевдооолиты. Цемент в большинстве случаев носит характер соприкосновения и сложен главным образом сидеритом разной степени перекристаллизации. Сидерит зачастую корродирует и замещает ооиды, чаще всего оолиты. В пустотах конкреций отмечены порошковидные и кристаллические выделения вивианита и продуктов его окисления.

В химическом составе руд заметны колебания железа — от 29,0 до 43,59 %,

чаще всего 35—39, марганца относительно мало — 0,03—1,47. Из других характерных для керченских руд элементов присутствуют мышьяк (0,002—0,07 %), фосфор (0,42—1,09 %). Спектрально установлены V, Ni, Cr, Sr, Pb (0,01 %), Co, Zr, Cu, Ga (0,001 %).

Запасы железных руд на притаманском подводном склоне, по нашему мнению, составляют несколько десятков миллионов тонн. В. В. Шарков оценивает запасы только выходов руд в 5,6 млн. т (при мощности пласта 2 м). Фактически мощность рудных пластов гораздо больше — до 5—6 м и запасы значительнее.

Аналогичного типа рудная залежь установлена в Таманском заливе Керченского пролива, где рудный пласт образует положительную форму подводного рельефа на склоне антиклинальной складки, лежащей на северо-западе южной лопасти Таманского п-ова. Судя по исследованию рудных выходов у Железной балки близ Тамани, качество руд в море посредственное, тем не менее залежь представляет определенный интерес и ее следует изучать.

Поля и полосы киммерийских отло-

жений не только локализованы на притаманском склоне, но и протягиваются в сторону керченского шельфа по его внешнему склону. В полосе рудоносных структур киммерийские отложения внешнего шельфа располагаются в виде зон обрамления крупных антиклиналей. Иными словами, в пределах керченского шельфа с севера на юг характер рудоносности изменяется, и в южной части шельфа преобладают структуры таманского типа. Весьма вероятно, что они тянутся и в пределах материкового склона. Кроме того, заслуживают внимания два рудопроявления грязевулканического происхождения, найденные на юго-западной майкопской равнине Керченского п-ова близ берегов Черного моря — Узунларское на берегу оз. Узунлар [151] и Ачинское близ Феодосии у одноименного озера [245]. Эти рудопроявления свидетельствуют о возможности находок рудопроявлений грязевулканического типа в пределах опущенных в посткиммерийское время участков Керченского п-ова. Поиски такого рода незначительных по площади структур в акватории моря пока весьма затруднены.

ГЛАВА VI

ПОДЗЕМНЫЙ СТОК В АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Поиски зон субмаринной разгрузки, где значительные количества пресных подземных инфильтрационных вод, образовавшихся в пределах суши, изливаются в море, фильтруясь через донные отложения и безвозвратно теряясь для практического использования, являются важной народнохозяйственной задачей. Изучение субмаринной разгрузки водоносных горизонтов представляет интерес также при исследовании баланса вод земного шара, процессов морского седиментогенеза, формирования полезных ископаемых на дне моря, при морских геотермических и гидрохимических исследованиях. Области разгрузки пресных подземных вод в шельфовой зоне в ряде зарубежных стран практически используются для обеспечения водоснабжения [78].

Как свидетельствуют многочисленные данные по динамике подземных водонапорных систем зоны интенсивного водообмена в приморских районах, движение подземных потоков в ненарушенных условиях всегда направлено в сторону моря, где осуществляется их разгрузка. При этом субмаринная разгрузка может быть рассредоточенной (главным образом путем перетекания через слабопроницаемые донные отложения морей) и сосредоточенной (в виде субмаринных источников, приуроченных к зонам тектонических нарушений, древним руслам рек, участкам развития закарстованных и трещиноватых пород).

Хотя основной объем субмаринного расхода пресных подземных вод приходится на рассредоточенную разгрузку, для практического использования более перспективны участки сосредоточенной

субмаринной разгрузки в пределах прибрежной зоны моря, где еще значительны пьезометрические напоры разгружающихся вод.

Инфильтрационные воды, поступающие с суши к морскому дну, распространены преимущественно в шельфовой зоне, но при благоприятных условиях (по зонам тектонических нарушений, палеорулам рек и т. п.) их потоки могут достигать континентального склона, вытесняя на своем пути седиментационные.

Исследование подземного стока в море — одна из ключевых проблем изучения гидрогеологии шельфовых областей [118, 134]. До последнего времени ей не уделялось должного внимания, поэтому сведений о субмаринной разгрузке подземных вод в обобщающих работах по гидрогеологии Юга европейской части СССР нет [63, 64], а имеющиеся в других публикациях данные весьма противоречивы [25, 45].

Закономерности формирования субмаринной разгрузки подземных вод, и особенно количественная оценка такой разгрузки в Черное море, изучены сравнительно мало и лишь на отдельных участках побережья, в основном это участок Гагра—Гантиади. Работы о субмаринной разгрузке подземных вод носят преимущественно описательный характер, причем главное внимание в них уделяется сосредоточенным выходам карстовых подземных вод; рассредоточенная разгрузка перетеканием через перекрывающие слабопроницаемые отложения практически не изучена. Проблема общей количественной оценки величины подземного стока в Черное море остается нерешенной.

В пределах черноморского шельфа новая методика геотермо-гидрогеохимической съемки для исследования субмаринных источников применялась в последние годы сотрудниками Института геологических наук АН УССР на участках Форос (Крым) и Гудаута — Сухуми (Кавказ) [131, 134]. Суть этого методического приема состоит в анализе температурной и концентрационной аномалии на дне моря, формирование которой вызывает сосредоточенная субмаринная разгрузка подземных вод. Величина такой аномалии зависит от дебита субмаринного источника.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ СУБМАРИННОЙ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Картировать выходы подземных вод на дне моря, определять интенсивность их субмаринной разгрузки можно разными методами, применяя их в комплексе и поэтапно. Эти методы можно разделить на две группы: 1) основанные на количественном анализе условий формирования подземного стока в море в пределах водосборной, и прежде всего прибрежной, части суши и 2) основанные на изучении акваторий моря.

Первые предусматривают анализ геологических и гидрогеологических условий прибрежной части моря. Сюда относятся гидродинамический метод расчета расхода потока, комплексные гидрогеологический и метод среднегодового водного баланса областей питания подземных вод.

Вторая группа включает методы поисков и изучения различных аномалий в морской воде или в донных осадках, которые в ряде случаев связаны с областями разгрузки подземных вод (аномалии в температуре и составе морской воды, составе и свойствах осадков дна, газовом и изотопном составе придонного слоя и др.).

На первом этапе исследований в результате анализа тектонических условий, литологического состава, проницаемости пород и напоров подземных вод, распространенных в пределах приморских территорий, устанавливаются зоны возможного стока в море. Величина подземного стока может определяться гидродинамическим методом с использованием карт гидроизоэпез (гидроизогипс) и

водопроницаемостей пород в прибрежной полосе. Таким способом можно рассчитать преимущественно рассредоточенную субмаринную разгрузку, поскольку учет путей сосредоточенного подземного стока в море с помощью гидроизоэпез ограничен густотой сети точек опробования. Общая субмаринная разгрузка определяется суммированием расходов подземных потоков, направляющихся в сторону моря, по каждому из дренируемых морским базисом эрозии водоносных горизонтов. Непосредственно в пределах акватории разгрузка подземных вод происходит в результате восходящего перетекания через слабопроницаемые слои в донные отложения.

На втором этапе осуществляется геологическая съемка морского дна на участках, выделенных на первом этапе исследований, с целью установления зон тектонических нарушений, русел палеорек, участков закарстованных и трещиноватых пород как возможных путей движения и коллекторов субмаринных потоков.

Третий этап состоит в проведении тепловой съемки морского дна и определении электропроводности придонного слоя воды для выявления тепловых и гидрохимических аномалий в местах выхода подземных вод, т. е. участков сосредоточенной субмаринной разгрузки. Этот этап может следовать непосредственно за вторым или вместо него, если проведение последнего затруднено.

Сопоставление карт изолиний температур и электросопротивлений морской воды в придонном слое позволяет более однозначно определять места субмаринной разгрузки. Подобные измерения, давшие хорошие результаты, были проведены в районе распространения карстовых пород на Кавказском побережье Черного моря [43, 160].

Термоэлектропрофилограф, сконструированный в Институте геологических наук АН УССР, позволяет при буксировке системы датчиков судном непрерывно записывать температуру морского дна и электросопротивление придонного слоя воды. Метод термоэлектропрофилирования по сравнению с другими наиболее экономичен при поисках субмаринных источников.

Для обнаружения мощных субмаринных источников (что характерно для районов развития карстовых и трещиноватых пород) эффективно применять дистанционные инфракрасные и спектро-

зональные съемки поверхности моря с самолетов и искусственных спутников Земли [78, 131, 278].

Тепловые съемки лучше всего выполнять в летний период, в предутренние часы, когда разница между температурами сравнительно холодных подземных вод (приблизительно 10 °С) и теплых морских (примерно 20 °С) максимальна, и при наличии перемешивания вод (послештормовое время). При этом определение очагов разгрузки дистанционной ИК-съемкой возможно лишь в том случае, если аномалии температуры, вызываемые разгрузкой подземных вод, достигают поверхности моря и величина их отличия от фоновой температуры превышает чувствительность применяемого ИК-радиометра.

Геохимический метод изучения областей субмаринной разгрузки основан на выявлении аномалий в химическом составе донных отложений, формирующихся вследствие накопления в морских осадках ряда компонентов в результате седиментации на геохимическом барьере между зоной осадков и морскими водами со свободным кислородом. Железо и марганец, концентрации которых в подземных водах на один-два порядка выше, чем в морской воде, в современных морских осадках являются, таким образом, индикаторами субмаринной разгрузки [44, 78, 268].

Советскими и зарубежными исследователями выполнен существенный объем работ по изучению подземного стока в моря. По Черному морю подобные работы были сконцентрированы преимущественно в районе Кавказского побережья [45, 145, 160, 268]. Критический анализ и изложение оригинального материала по Балтийскому и Каспийскому морям изложены в интересной монографии [78].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ СУШИ

Гидродинамическим методом [161] можно количественно оценить подземный сток в море путем расчета взаимосвязи водоносных горизонтов артезианских бассейнов, что даст возможность рассчитать как горизонтальную, так и вертикальную составляющие расхода потока в прилегающей к морю части суши.

По данным анализа геологоструктурных и гидрогеологических условий прибрежной полосы моря выделяют водоносные горизонты и комплексы, сток которых направлен к морю. Расчет расхода потока ведется аналитическим путем для каждого выделенного водоносного горизонта или комплекса с учетом имеющихся гидрогеологических параметров.

Конечно-разностным методом [78] можно рассчитать разгрузку подземных вод в результате перетекания их через слабопроницаемые отложения и донные осадки непосредственно в пределах акватории. Для выделения прибрежной зоны моря, где происходит подобная разгрузка, по соответствующим картам распределения напоров водоносного горизонта строятся пьезометрические профили по нескольким линиям тока. Затем эти профили экстраполируются в акваторию моря, для чего необходимо найти функцию, описывающую их достаточно точно. Такую аппроксимацию пьезометрических кривых различного вида можно осуществить методом наименьших квадратов по стандартным программам на ЭВМ или с помощью полинома достаточно высокой степени. Этот способ позволяет построить довольно обоснованную пьезометрическую поверхность водоносных горизонтов в прибрежной полосе моря.

Метод Гиринского [66, 67] базируется на принципе Гибена—Герцберга, согласно которому между разгружающимися пресными и проникающими на сушу морскими водами контакт выражен отчетливо, т. е. в силу различной плотности пресная вода стекает по относительно неподвижному клину морской воды, вдающемуся в сушу. Подобный подход не учитывает процессов смещения вод разной минерализации, диффузионных процессов, приливно-отливных колебаний уровня морской воды, однако при помощи его можно исследовать общие закономерности разгрузки подземных вод разной минерализации и дать приближенные расчетные формулы для оценки масштабов разгрузки.

Метод Павловского [117] применяется с использованием уравнений Павловского, полученных для грунтового потока, при разгрузке напорных вод. В данном случае роль свободной поверхности играет контакт пресная вода—морская вода. Расход пресных вод на морском

побережье определяется следующим образом:

$$q = K \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{\Delta h}{l} \left[\frac{\Delta h (m_1 + m_2)}{2(m_1 - m_2)} + \frac{0,434(m_1 - m_2 - \Delta h)}{\lg m_1 - \lg m_2} \right], \quad (1)$$

где Δh — разность абсолютных отметок границы раздела пресных и соленых вод в рассматриваемых сечениях; l — расстояние между сечениями; m_1 и m_2 — глубины потока пресных вод в рассматриваемых сечениях. При $m_1 \approx m_2$ эту формулу применять нельзя, а следует использовать следующие выражения [117]: при падении пласта в сторону моря —

$$q = K \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{\Delta h}{l} \left[\frac{m_1 - m_2}{2} - \frac{1}{12} \frac{(m_1 - m_2)(m_1 - m_2 - \Delta h)}{m_2} \right], \quad (2)$$

при падении пласта в сторону суши —

$$q = K \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{\Delta h}{l} \left[\frac{m_1 - m_2}{2} - \frac{1}{12} \frac{(m_1 - m_2)(m_1 - m_2 - \Delta h)}{m_1} \right]. \quad (3)$$

Из формул Н. К. Гириного и Н. Н. Павловского для напорных вод видно, что поток напорных вод, разгружающихся в море, можно уподобить безнапорному, водоупором для которого является граница раздела пресных и морских вод. Расход этого потока существенно зависит от соотношения плотностей пресной и морской вод. В частности, для нормальной морской воды $(\rho_m - \rho_n)/\rho_n = (1,025 - 1,000)/1,000 = 0,025$, т. е. расход потока составляет лишь 2,5 % расхода аналогичного потока безнапорных вод. Видимо, разгрузка пресных напорных вод в море происходит на отдельных локальных участках, и масштабы ее несоизмеримы с разгрузкой грунтовых вод.

Приведенные расчеты основываются на сравнении плотностей соленой и пресной вод без учета их изменений с глубиной (в связи с изменениями давления, температуры и солености). Очевидно, в расчеты следует вводить средние значения плотности, которые можно получить по методике определения приведенного давления и напора [39]:

$$p_2 = h_1 \gamma_1 + \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} z = \text{const}, \quad (4)$$

$$H_2 = \frac{1}{\gamma_0} (h_1 \gamma_1 + \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} z) = \text{const}, \quad (5)$$

где p_2 и H_2 — приведенное давление и напор воды объемного веса γ_0 на плоскость сравнения 2; $h_2 = h_1 + z$; h_1 , h_2 и γ_1 , γ_2 — пьезометрическая высота и объемный вес воды на плоскостях 1 и 2; z — расстояние между плоскостями 1 и 2, где 1 и 2 — соответственно верхняя и нижняя плоскости сравнения.

Эти формулы выведены при допущении, что в процессе увеличения объемного веса подземных вод их температура не менялась. Не учтен здесь и упругий режим глубоких водоносных горизонтов. В акватории Черного моря, как следует из приведенных данных, субмаринная разгрузка по геологическим условиям возможна до глубины 2000 м, что соответствует избыточному давлению $19,65 \cdot 10^6$ Па. Температура воды в море меняется от +10—30 °С на поверхности до +2—4 °С в придонной части, а соленость от 17 до 22 г/кг. Судя по данным глубокого бурения, температура подземных вод меняется в этом диапазоне глубин от +8 до +60 °С, а минерализация от 0,4 до 30 г/кг. Относительный объемный вес природных растворов можно определить по формуле

$$\gamma_t = \gamma_{t_0} + A \frac{t_0 - t}{1000}, \quad (6)$$

где γ_t , γ_{t_0} — объемные веса воды при соответствующих температурах; A — температурный коэффициент плотности [39]. Для морских вод в зимний период

$$\gamma_t = 1,017 + 0,23 \frac{10 - 4}{1000} = 1,018,$$

а в летний

$$\gamma_t = 1,017 + 0,23 \frac{30 - 4}{1000} = 1,023,$$

или соответственно +0,10 и 0,60 %.
Для подземных вод

$$\gamma_t = 1,008 + 0,25 \frac{10 - 60}{1000} = 0,996,$$

или — 1,2 %.

Объемный вес минерализованной воды с учетом ее сжимаемости (γ_p) можно определить по формуле Н. А. Плотникова

$$\gamma_p = \frac{\gamma_0}{1 - \beta_m \Delta p}, \quad (7)$$

где γ_0 — объемный вес воды на поверхности; Δp — разность забойного и устьевого давлений; β_m — коэффициент упругости минерализованной воды. Заимствуя все необходимые величины из

монографии В. М. Куканова [123],
имеем

$$\gamma_D = \frac{1,020}{1 - 4,06 \cdot 10^{-5} (200 - 2)} = 1,028 \text{ г/см}^3.$$

Внесенные поправки на температуру, минерализацию и сжимаемость составляют от +0,80 до -1,20 %, находясь в пределах точности расчетов. Кроме того, для подземных вод увеличение объемного веса за счет сжимаемости и повышения минерализации компенсируется его уменьшением за счет увеличения температуры. Поэтому многие исследователи считают, что вводить рассмотренные поправки в практические расчеты нет необходимости.

Противоречивость существующих методов расчетов приведенных давлений, не учитывающих, к тому же, основного свойства процессов субмаринной разгрузки — дискретности в пространстве и времени [117] — приводит к принципиальным отличиям в оценке возможности подземного стока в акватории.

Метод среднемноголетнего водного баланса используется для оценки подземного стока в моря из глубоких артезианских бассейнов, которые имеют четко выраженную область питания. Для области питания составляют уравнение среднемноголетнего водного баланса и по разности между осадками, испарением и речным стоком определяют величину инфильтрации

$$W_{\text{ин}} = W_{\text{осад}} - W_{\text{исп}} - W_{\text{р.ст.}} \quad (8)$$

Этот метод пригоден для расчета расхода тех водоносных горизонтов, которые надежно изолированы водоупорами от выше- и нижележащих слоев, т. е. должна быть уверенность в том, что подземный сток полностью «доходит» до моря, а не расходуется на перетекание в другие слои. Кроме того, этот метод можно применять в тех случаях, когда оцениваемая величина глубокой инфильтрации превышает точность определения других составляющих уравнений водного баланса.

Комплексный гидролого-гидрогеологический метод состоит в том, что в пределах всей прибрежной зоны исследуемого бассейна моря расчленением гидрографом рек за многолетний период определяют среднемноголетние значения модулей подземного стока для основных водоносных горизонтов [122]. Полученные значения модулей подземного стока

распространяются на аналогичные (по гидрогеологическим условиям) участки прибрежной зоны. Умножением модуля подземного стока на площадь прибрежной зоны, сток с которых направлен в море, рассчитывается приток подземных вод в море из зоны интенсивного водообмена. Описанный метод применим только для бассейнов с хорошо развитой речной сетью.

Следует отметить, что этим методом оценивается не весь подземный сток в море, а только сток из зоны интенсивного водообмена, включающий в основном пресные подземные воды.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА И СВОЙСТВ МОРСКОЙ ВОДЫ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ИЗУЧЕНИЯ СУБМАРИННОЙ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Разгрузка подземных вод вызывает различные аномалии в морской воде и донных осадках, изучение которых позволяет обнаружить места выхода подземных вод и дать оценку подземного стока. Эти аномалии проявляются в изменении температуры, электропроводности, химического состава морской воды и донных отложений.

Весьма перспективны для обнаружения и изучения очагов субмаринной разгрузки подземных вод дистанционные методы, и прежде всего *многоспектральная и инфракрасная съемки* поверхности моря с самолета или с искусственного спутника Земли (ИСЗ). В основу ИК-съемки положено измерение интенсивности теплового излучения подстилающей поверхности в ИК-диапазоне электромагнитных волн.

На основании ИК-съемки можно судить о температуре изучаемых объектов — современные сканирующие радиометры способны регистрировать ее изменение с точностью до долей градуса. Для ИК-съемки рекомендуется окно прозрачности атмосферы для инфракрасного излучения с длиной волны 8—14 мкм, на которое приходится максимум энергии теплового излучения поверхности Земли [78].

Следует отметить, что применение ИК-съемки для определения субмаринной разгрузки возможно лишь при усло-

вии, что аномалии температуры, вызываемые разгрузкой, достигают поверхности моря и их обнаружение находится в пределах чувствительности радиометров [78].

Такие условия могут прослеживаться на расстоянии до 180 м от берега [78], где из-за ограниченности маневренности судна трудно применять другие методы исследования состава и свойств морской воды. Учитывая особенности проведения ИК-съемки и интенсивные процессы перемешивания морских вод в прибрежной части, наиболее рационально проводить ее в зоне выхода карстовых крупных источников в прибрежной (до глубин 10—20 м) части моря.

Аномалии химического состава морской воды, и прежде всего общая соленость и содержание хлор-иона, изучаются с целью обнаружения субмаринных источников подземных вод и предварительной оценки дебита [78]. Эти исследования основаны на существенных различиях в содержании отдельных компонентов, химическом составе и минерализации разгружающихся подземных и морских вод. В зависимости от условий питания и циркуляции подземные воды могут быть слабоминерализованными (воды субмаринных карстовых источников) или сильно минерализованными. Поэтому характер и степень воздействия разгружающихся подземных вод на морские воды различны.

Разгрузку подземных вод в море изучают также при помощи различных *индикаторов* (флуоресцеина, радиоактивных изотопов и др.). При этом можно определить местоположение и дебит субмаринных источников [78]. Индикаторы вводят на суше в области питания изучаемого субмаринного источника, и по их содержанию в морской воде определяют районы выхода подземных вод. Для определения дебита можно использовать формулу вида

$$2,3 \lg \left(\frac{C_{\tau}}{C_0} \right) = \frac{C_{\tau}}{V}, \quad (9)$$

где C_{τ} — концентрация индикатора через время τ после начала опыта; C_0 — концентрация индикатора в начальный момент времени; V — объем перемешивания воды [118].

В последние годы для обнаружения и изучения субмаринных источников подземных вод применяются *анализы изотопного состава воды*. Содержание в воде изотопов трития, дейтерия, радио-

углерода и ^{18}O может указывать на источники питания подземных вод, скорость их движения и сроки водообмена, что в отдельных случаях позволяет количественно охарактеризовать процессы субмаринной нагрузки [78].

Субмаринная разгрузка подземных вод изучается также путем *выявления аномалий электропроводности морской воды*. В основу этого метода положена связь между минерализацией, химическим составом и электрическим сопротивлением морской воды.

Для выявления выходов подземных вод измеряют удельное электрическое сопротивление воды по профилям на различных глубинах. Одновременно с сопротивлением воды должна регистрироваться температура для определения солености, отвечающей соответствующим величинам электропроводности и температуры. Места субмаринной разгрузки пресных подземных вод характеризуются повышенными значениями электрических сопротивлений. Составление карт электрических сопротивлений воды позволяет уточнить места субмаринной разгрузки подземных вод.

Метод анализа минерализации и состава воды, основанный на измерении электропроводности, называется кондуктометрическим. Электропроводность раствора определяется как

$$W = \kappa \frac{S}{L},$$

где κ — удельная электропроводность; S — площадь сечения проводника; L — длина проводника.

Удельная электропроводность раствора зависит от его природы, температуры и концентрации. Относительно температуры она выражается степенным рядом, в котором достаточно ограничиться первыми тремя членами:

$$\kappa = \kappa_0 (1 + \alpha t + \beta t^2),$$

где α и β — коэффициенты, зависящие от природы растворенного вещества и его концентрации.

При проведении кондуктометрии необходимо измерять сопротивление раствора или его электропроводность. Электропроводность измеряется при помощи мостика Кольрауша, аналогичного известному мосту Уитсона, с той только разницей, что для предотвращения электролиза исследуемого раствора применяют переменный ток.

В настоящее время в практике стали использовать безэлектродную низкоча-

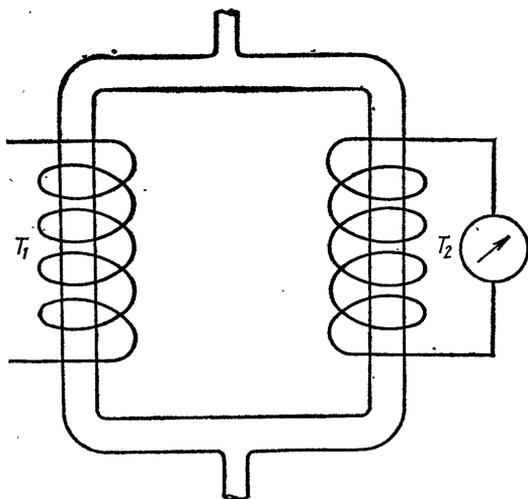


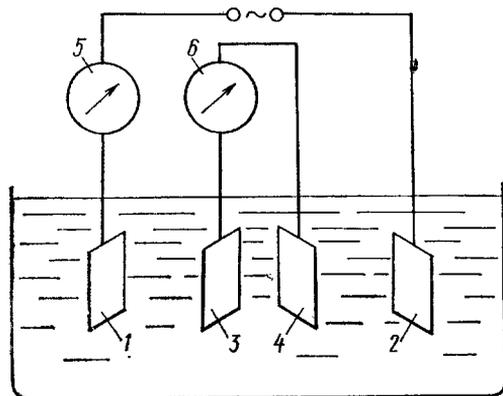
Рис. 65. Схема установки для безэлектродной низкочастотной кондуктометрии

стотную кондуктометрию. Принципиальная схема установки состоит из возбуждающего трансформатора T_1 , связанного кольцевой ячейкой, заполненной анализируемым раствором, с измерительным трансформатором T_2 . Отношение возбужденной в трансформаторе электродвижущей силы E к напряжению V в возбуждающем трансформаторе T_1 пропорционально электропроводности раствора и зависит от константы K , характеризующей установку. В некоторых конструкциях вместо кольцевой ячейки можно воспользоваться прямолинейным участком трубопровода, на котором помещают две катушки (рис. 65).

Для кондуктометрических измерений применяют также четырехэлектродный потенциометрический метод. При этом на внешние электроды подают ток опре-

Рис. 66. Схема четырехэлектродной установки измерения электропроводности:

1, 2 — внешние электроды, 3, 4 — внутренние электроды, 5 — миллиамперметр, 6 — милливольтметр



деленной силы, а на двух внутренних электродах при помощи потенциометра определяют разность потенциалов. В таком методе полностью устранены поляризация электродов и влияние емкостных составляющих. Этот метод удобен для исследований электропроводности в непрерывном потоке.

Именно на этом принципе в ИГН АН УССР создан морской буксируемый резистивметр для определения минерализации морских вод в придонном слое и поровых растворов в морских илах с целью фиксирования аномальных концентраций компонентов в местах субмаринной разгрузки подземных вод (рис. 66).

Для картирования выходов подземных вод под уровень моря в виде субмаринных источников и определения их дебитов могут быть использованы геотермические методы, основанные на различии температур морских и подземных вод. Благодаря этому происходит формирование температурной аномалии, значение которой зависит от интенсивности разгрузки подземных вод.

Новая методика геотермических исследований субмаринных источников, разработанная в ИГН АН УССР, позволяет определить интенсивность стока подземных вод в море. Сущность ее состоит в анализе температурной аномалии на дне моря, формирование которой есть следствие сосредоточенной разгрузки подземных вод [117]. Величина такой аномалии зависит от дебита субмаринного источника. По распределению же донных температур можно оконтурить выход субмаринного источника и определить его дебит, используя зависимость

$$Q = vs, \quad (10)$$

где Q — дебит субмаринного источника; v — скорость разгрузки; s — площадь его сосредоточенной разгрузки (определяется по контуру деформации фоновой изотермы морского дна).

Некоторые авторы оценивают разгрузку субмаринных источников по форме струи вытекающего источника [118]. Однако при сравнительно малом дебите установить форму струи такого источника трудно из-за придонного растекания разгружающихся вод в зоне значительного прибрежного перемешивания. Предложен метод поисков и оценки дебита субмаринного очага с помощью температурного поля придонно-

го слоя. Температура морского дна определяется балансом тепловых потоков, поступающих через толщу воды и дно. Тепловой поток, поступающий через толщу воды, обусловлен процессом турбулентной теплопроводности, зависящим от волнения моря. При спокойном море распределение температуры в толще воды напоминает косинусоиду, затухающую, как и в отложениях суши, с глубиной. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что амплитуда годового хода температуры на глубине моря около 100 м уменьшается до 0,5—0,8°C, в то время как на суше она достигает сотых долей градуса уже на глубине около 20 м. Вероятно, это свидетельствует о существовании в толще морской воды вертикальной конвекции, которая приводит к увеличению эффективного коэффициента теплопроводности. Зависимость температуры от глубины в условиях реального моря осложняется волновым перемешиванием, которое ведет к образованию приповерхностного слоя постоянной температуры. В связи с тем что условия волнового перемешивания значительно меняются во времени, мощность изотермического слоя весьма нестабильна [131, 132].

Принимаем, что в небольшом интервале глубин с приблизительно постоянным градиентом температуры в течение короткого промежутка времени процесс теплопереноса в толще воды стационарен, а коэффициент турбулентного теплопереноса — величина постоянная [41, 72]. Тепловой поток в донных отложениях определяется кондуктивным теплопереносом на фоновом участке и кондуктивно-конвективным процессом — на аномальном, где отмечаются выходы подземных вод.

На фоновом участке температура дна, которая рассматривается как граничное условие для подстилающей области, определяется годовым ходом температур и температурными колебаниями, вызываемыми изменением состояния моря. Годовой ход температуры на дне можно представить с помощью косинусоиды, тогда распределение температуры с глубиной под дном будет описываться выражением

$$t = t_0 + Al^{-z} \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}} \cos \left(2\pi \frac{\tau'}{\tau} - z \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}} \right), \quad (11)$$

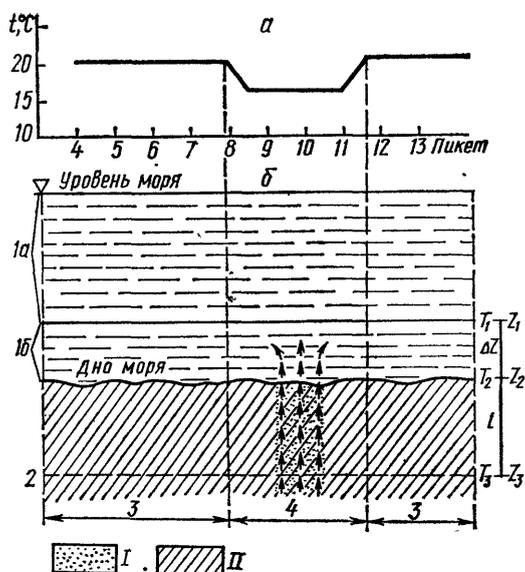


Рис. 67. Модель теплопереноса у дна моря: а — изменение температуры, б — условия теплопереноса; зоны вод: 1а — интенсивного волнового перемешивания (изотермическая), 1б — ослабленного волнового перемешивания (неизотермическая); 2 — верхняя граница зоны затухания короткопериодных колебаний температуры, обусловленных состоянием моря; 3 — зона отсутствия субмаринного стока; 4 — зона субмаринной разгрузки подземных вод; породы: I — проницаемые, II — слабопроницаемые

где t — температура на глубине z под дном моря в момент τ' ; t_0 — среднегодовая температура дна; A — амплитуда колебаний температуры дна с периодом τ ; a — коэффициент теплопроводности пород, слагающих дно.

Примем, что случайные возмущения, вызванные состоянием моря, представляют собой периодическую функцию времени. Тогда, пользуясь выражением (11), можно вычислить глубину, на которой эти колебания затухают с заданной погрешностью, т. е. на этой глубине температура не зависит от состояния моря и определяется только температурой на поверхности моря.

Предположим, что тепловой режим в интервале между морским дном и глубиной затухания температур, вызванных штормовым волнением, является стационарным. Тогда на участке субмаринного источника аномальный суммарный тепловой поток можно определить с помощью выражения [131]

$$q_{ан} = c\rho vt_3 - c\rho v \frac{t_{2(ан)} - t_3}{c\rho vl/e^\lambda - 1}, \quad (12)$$

где ρ , c — плотность и теплоемкость подземных вод; v — скорость фильтрации подземных вод через дно; t_3 — температура на глубине l под дном; $t_{2(ан)}$ —

температура придонного слоя на аномальном участке; l — глубина затухания короткопериодных возмущений температуры; λ — коэффициент теплопроводности пород, слагающих дно (рис. 67).

Уравнение теплового баланса для придонного слоя участка морского дна с очагом разгрузки таково:

$$\lambda_t \frac{t_1 - t_{2(\text{ан})}}{\Delta z} - c\rho v \frac{t_{2(\text{ан})} - t_3}{c\rho v l / e^{\lambda} - 1} + c\rho v (t_3 - t_{2(\text{ан})}) = 0, \quad (13)$$

где λ_t — коэффициент турбулентной теплопроводности; $c\rho v t_{2(\text{ан})}$ учитывает вынос тепла из придонного слоя вытекающими подземными водами; t_1 — температура морской воды на расстоянии Δz над дном на участке с постоянным градиентом температуры.

Из уравнения теплового баланса получим формулу скорости фильтрации, т. е. интенсивности разгрузки субмаринного источника,

$$v = - \frac{\lambda}{c\rho l} \ln \left[1 - \frac{v c \rho (t_{2(\text{ан})} - t_3) \Delta z}{\lambda_t (t_1 - t_{2(\text{ан})})} \right]. \quad (14)$$

Это выражение можно решить методом последовательных приближений или графически.

Рассмотрим фоновый участок дна, расположенный вблизи аномального, где пет субмаринных источников. Измерения выполнялись на обоих участках одновременно, т. е. условиями перемешивания были одинаковыми. Поэтому принимаем, что коэффициенты турбулентной теплопроводности (λ_t) на этих участках равны.

Из выражения теплового баланса для фонового участка найдем коэффициент турбулентной теплопроводности:

$$\lambda_t = \lambda \frac{t_2 - t_3}{t_1 - t_2} \cdot \frac{\Delta z}{l}, \quad (15)$$

где t_2 — температура придонного слоя на фоновом участке.

Используя полученное с помощью выражения (15) значение λ_t , решаем уравнение теплового баланса придонного слоя для аномального участка относительно скорости фильтрации.

Применяя уравнение движения [118], можно оценить разгрузку карстовых подземных вод, разгружающихся со скоростью не менее 1 м/с. Сущность его заключается в реализации модели, основной на решении уравнения движения для основного потока факела:

$$\left(v_x \frac{\partial}{\partial x} + v_y \frac{\partial}{\partial y} + v_z \frac{\partial}{\partial z} \right) = g - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{A_T}{\rho_0} \nabla^2 v_z, \quad (16)$$

т. е. изменение скоростного поля v_z потока факела определяется пространственным турбулентным перемешиванием A_T и силами тяжести g с поправкой на подъемные силы, обусловленные разностью плотностей факела и вмещающей среды.

Оптимальным вариантом является аналитическое решение этого уравнения в таком виде, в каком искомая величина определялась бы параметрами, легко измеряемыми в природе. Сложность этой задачи заставила авторов пойти по пути заведомого упрощения уравнения для максимальной скорости на оси факела до вида (осесимметричный вертикальный источник)

$$g - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{A_T}{\rho_0} \frac{\partial^2 v_z}{\partial z^2} = 0 \quad (17)$$

с граничными условиями (начало отсчета на свободной поверхности) на выходе источника $z = H$; $v_z = \text{const}$; $\frac{dv_z}{dz} = 0$ и на свободной поверхности водоема $z = 0$, $v_z = 0$.

Расчетная формула для начальной скорости факела записывается в виде

$$v_{\text{вых}} = \frac{H_2}{A_T} \left(\frac{\gamma}{2} - \frac{c g}{2} \right). \quad (18)$$

Для закрытых грифонов

$$v_{\text{вых}} = 0,7 v_{\text{вых}}, \quad (19)$$

где c — константа в параболическом (согласно данным лабораторных и полевых исследований) распределении средних значений плотности по вертикальной оси факела

$$\rho(z) = az^2 + bz + c \quad (20)$$

(при этом оценка расчетных параметров показала, что коэффициенты a и b весьма малы).

Коэффициенты турбулентного обмена A_T рассчитывались по формуле Прандтля

$$A_T = (\kappa l)^2 \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (21)$$

где κ — постоянная Кармана; l — длина пути смешивания, которая вполне применима на небольших глубинах. На больших глубинах значение A_T можно оценить, исходя из известного уравнения баланса энергии турбулентности

$$A_T = \frac{\omega_z \bar{\rho}_0}{\eta_1 g^{\pi} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (22)$$

где $\omega_z = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$; $\bar{\rho}$ — средняя плотность по вертикали; v_0 — горизонтальная составляющая градиента скорости на поверхности;

$\eta_1 = \frac{k_{\text{диф}}}{k_{\text{т.диф}}} \approx 1$; $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ — градиент плотности по оси z .

В то же время авторы предлагают для оценки дебита источников другую формулу, так как, по их мнению, вычисление A_T связано с техническими трудностями. Кроме того, второй способ позволяет рассчитать дебит мелких источников (более 0,09 л/с):

$$v_{\text{вых}} = \frac{H^3}{\left[0,55 \left(\frac{z}{2} - H\right)\right]^{3/2} \left[\left(\frac{z'}{D} + 2\right) \times \left(\frac{\rho_{\text{ср}} - \rho_{\text{вых}}}{\rho_{\text{вых}}}\right) Dg\right]^{1/2}}, \quad (23)$$

где $z' = H - z$; D — диаметр факела; $\rho_{\text{ср}}$ — плотность окружающей среды; $\rho_{\text{вых}}$ — плотность воды в устье источника.

Используя это выражение и имея данные о распределении температуры и солености по оси факела, можно рассчитать начальную скорость выхода источника. Далее легко перейти к дебиту субмаринного источника, для чего необходимо знать площадь выхода (или начальный диаметр струи). Последний параметр определяется в натуральных условиях.

Геотермический метод изучения теплового поля донных отложений. При помощи термоградиентографа измеряют температуру донных осадков на разных глубинах, что позволяет определить температурный градиент. Для определения теплового потока необходимо измерить теплопроводность илов, поднятых на борт судна. Участки с аномальными значениями теплового потока с учетом данных по геоструктурным условиям дна могут быть интерпретированы как возможные участки разгрузки подземных вод, так как самым активным фактором, приводящим к искажению нормального температурного поля земной коры, служит циркуляция подземных вод. Даже слабое восходящее или нисходящее их движение может быть

причиной появления значительных температурных аномалий. Это обстоятельство и дает основание использовать данные о тепловом потоке в донных отложениях моря для изучения условий разгрузки подземных вод.

В последние годы развивается *геохимический метод изучения областей разгрузки подземных вод*. Он основан на выявлении аномалий в химическом составе донных отложений, которые формируются вследствие накопления в морских осадках ряда компонентов за счет седиментации на геохимическом барьере между зоной осадков и морскими водами, со свободным кислородом. Железо и марганец, концентрации которых в подземных водах на один-два порядка выше, чем в морской воде, в современных морских осадках часто приурочены к областям субмаринной разгрузки подземных вод. Это обуславливает геохимические аномалии, служащие индикаторами областей разгрузки.

Анализ регрессивной зависимости между железом и пелитовой фракцией в морских осадках позволяет определить количество избыточного (хемогенного) железа и марганца, внесенных в морские осадки подземными водами. По концентрации железа и марганца в подземных водах и возрасту хемогенных образований можно установить наличие субмаринного стока. Идентификацию разгружающихся вод с водами конкретных водоносных горизонтов проводят, сопоставляя основной и микрокомпонентный составы, содержания газов, а также изотопы ^2H и ^{18}O [44, 122].

В заключение следует подчеркнуть, что наибольший эффект при поисках и оценке субмаринных источников достигается при комплексном применении перечисленных методов.

ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА В МОРЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ РАЗГРУЗКИ СУБМАРИННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Существование и происхождение зон субмаринной разгрузки подземных вод тесно связано с геологоструктурными, тектоническими и геоморфологическими особенностями строения шельфовых

областей. Геологические и гидрогеологические обстановки участков суши, прилегающей к области субмаринной разгрузки, должны отвечать таким условиям, при которых пьезометрические напоры подземных вод в области разгрузки превышают гидростатический напор морской воды [118].

Такие условия характерны для приморских горных сооружений и крупных карстовых массивов. Характер и темп разгрузки определяются геологической обстановкой (размером и формой дислокаций коллектора, пространственным положением складок, размерами и направленностью дизъюнктивных зон, фильтрационными свойствами пород), гидродинамическими параметрами (значением и распределением напоров, водо- и пьезопроницаемостью), а также степенью экранирования области разгрузки современными морскими наносами. Все эти параметры и условия движения подземного потока можно определять на суше; за линией же уреза морской воды, как правило, они не оцениваются вообще. И если для грубообломочных и песчаных водовмещающих пород исследуемой формации с некоторой долей достоверности можно проводить экстраполяцию их гидродинамических параметров от уреза до зоны разгрузки, то для трещиноватых и закарстованных пород этого сделать нельзя из-за ярко выраженной анизотропности. По структурно-гидрогеологическому районированию приморских горных сооружений области субмаринной разгрузки приурочены в основном к бассейнам латерального типа [184], одно крыло которых высоко поднято вверх по склону, а другое опущено ниже уровня моря.

В первом приближении субмаринные источники можно разделить по генетическому признаку на три группы [118]: 1) карстового происхождения, 2) вызванные разгрузкой подрусловых потоков в дельтах и авандельтах, 3) вызванные разгрузкой трещинно-жилвных вод.

Субмаринные источники карстового происхождения. Это самая многочисленная группа подземных источников. В работах [122, 139] сделана попытка связать субмаринную разгрузку карстовых вод с общими проблемами изучения карста (в частности, выделение областей субмаринной разгрузки и анализ их функционирования). Так, изменение базиса эрозии и соотношения напоров в

области питания и в области разгрузки подземных вод, несомненно, влияет на характер развития карста, а в некоторых случаях определяет нижнюю границу существования субмаринных источников [33, 118].

Второе важное обстоятельство — жесткая связь режима большинства карстовых субмаринных источников с климатическими факторами (главным образом с осадками). Резкие перепады пьезометрического давления, свойственные потокам воды, движущимся в карстовых каналах, приводят к образованию периодически действующих субмаринных источников. Эти источники могут временно функционировать как доноры, всасывающие воду моря. При равновесии напоров подземных и морских вод источники прекращают свою деятельность, часто заполняются морскими наносами, а при незначительном изменении напоров начинают работать в фильтрационном режиме. Грифоны таких источников сохраняют в этот период свои особенности и легко просматриваются в рельефе дна в виде овальных или цилиндрических углублений диаметром до 1,5 м и глубиной до 0,5—1 м, дно которых заполнено хорошо отсортированным крупнозернистым песком и мелкой галькой (по наблюдениям — в районе пос. Гантиади на Черноморском побережье Грузии) или крупными камнями и плитами (в районе Далматинского побережья СФРЮ).

И третье обстоятельство — конфигурация грифона, определяющая начальные морфологические параметры факела разгружающихся вод (осесимметричные или неосесимметричные), зависит от характера и параметров залегания карстующихся пород, формы и размеров дизъюнктивных нарушений и степени обнаженности на дне карстующихся пород.

Источники, вызванные разгрузкой подрусловых потоков в дельтах и авандельтах. Чаще всего они имеют рассредоточенный характер, при этом аномалии химического состава иловых вод занимают большие площади.

На Черном море наблюдается несколько небольших субмаринных источников в районе устьев Псезуансе и Псоу на глубинах от 4 до 10 м на расстоянии до 250 м от берега [268]. Расположенные в зоне песчано-галечных отложений, они имеют вид небольших родничков.

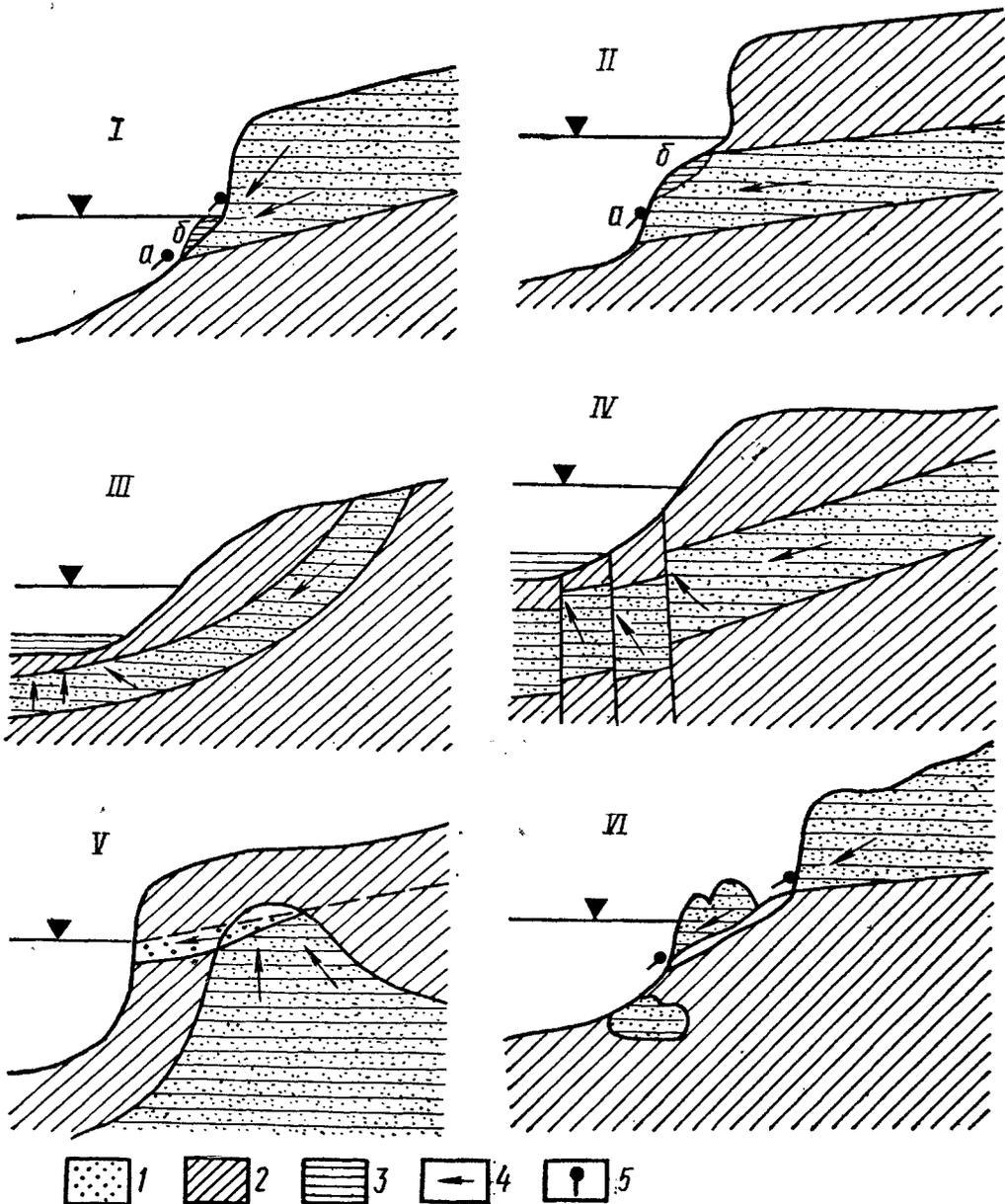


Рис. 68. Субмаринная разгрузка подземных вод в прибрежной части Черного моря:

I — безнапорная подводная, *II* — напорная подводная, *III* — напорная через покровный водоупор, *IV* — напорная по тектоническим нарушениям, *V* — безнапорная через аллювий переуглубленных долин, *VI* — безнапорная отторженцев, олистолитов и биогермов; породы: 1 — водопроницаемые, 2 — водоупорные, 3 — современные донные морские отложения, 4 — направление движения грунтовых вод, 5 — источники

Субмаринные источники, вызванные разгрузкой трещинно-жильных вод. Трещинно-жильные воды приурочены обычно к системам крупных тектонических разрывов в изверженных и метаморфических породах. Такие источники широко известны на суше, причем чаще

все они встречаются в горных районах. Дебит их бывает значителен, химический состав очень разнообразен. По геологическому строению и составу пород в области разгрузки можно предположить происхождение источников.

По времени действия режимные характеристики субмаринных источников можно разделить на постоянные, перемежающиеся и временные. Режим определяют климатические, геологические, литодинамические и тектонические факторы, причем степень важности каждого для различных генетических типов источников будет разной.

Таблица 30. Типы субмаринной разгрузки в акватории Черного моря

Участок разгрузки	Тип разгрузки					
	1	2	3	4	5	6
Измаил — Белгород-Днепровский	—	—	—	—	?	—
Белгород-Днепровский — Черноморское — Евпатория	+	—	—	—	+	—
Евпатория — Балаклава	+	+	+	+	+	—
Балаклава — Форос	+	—	—	—	—	—
Форос — Феодосия	—	—	—	—	+	+
Феодосия — Керчь	—	?	—	—	—	—
Керчь — Тамань	+	—	—	?	—	—
Тамань — Анапа	—	?	—	?	—	—
Анапа — Сочи	?	—	—	—	+	—
Сочи — Гудаута	—	—	—	?	+	—
Гудаута — Гагра	+	—	—	?	+	—
Гагра — Сухуми	—	—	+	?	+	—
Сухуми — Батуми	—	—	+	—	—	—

Субмаринным источникам, как и наземным, присущи черты динамизма режима, а для многих — резкие колебания параметров разгрузки в сравнительно короткие промежутки времени.

Геолого-гидрогеологические условия субмаринной разгрузки в Черном море. Рациональный выбор методов исследований, с помощью которых можно получить наиболее полную информацию о наличии, условиях и интенсивности субмаринной разгрузки, определяется типом разгрузки подземных вод. Обычно выделяют два типа субмаринной разгрузки: рассредоточенную и сосредоточенную [118, 134]. На основании анализа материалов о геологическом строении и гидрогеологии приморской части советского побережья Черного моря и его шельфа авторами выделены шесть основных типов субмаринной разгрузки (рис. 68).

1. Водопроницаемые породы погружены ниже уровня моря. Разгрузка пластовых безнапорных вод возможна как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. На шельфе она может усложниться за счет наличия донных отложений различного состава и мощности.

2. Водопроницаемые породы находятся между двумя выдержанными водоупорами и опущены ниже уровня моря. Происходит субаэральная разгрузка пластовых напорных вод непосредственно в море или через донные отложения.

3. Водопроницаемые породы перекрыты водоупором и погружаются под дно моря, образуя артезианский склон. При небольшой мощности водоупора разгрузка пластовых напорных вод возможна на большой площади за счет выжимания через коренные и фильтрации через донные отложения.

4. Водопроницаемые породы перекрыты водоупором большой мощности и погружаются под дно моря. Разгрузка напорных вод происходит вдоль зон крупных тектонических нарушений и через донные отложения.

5. Водопроницаемые породы отделены от моря водоупорными отложениями большой мощности (литологический или тектонический экран). Субмаринная разгрузка происходит через аллювий переуглубленных речных долин.

6. Субмаринная разгрузка, связанная с гравитационными или тектоническими отторженцами, пластинами олистоцитов и отдельными рифовыми телами.

Разгрузка по третьему типу носит в основном площадный характер, по первому и четвертому — линейный (вдоль простирания береговой линии и разрывных зон), по пятому и шестому (а также по первому и второму типам в случае разгрузки вдоль тектонических нарушений, секущих береговую линию) — очаговый.

На основании анализа геологических, гидрогеологических и геоморфологических условий шельфа и континентального склона Черного моря [71, 94] можно провести районирование по условиям субмаринной разгрузки (табл. 30). На отдельных участках акватории встречаются различные комбинации типов субмаринной разгрузки, что определяет методический подход к их изучению и практические мероприятия по использованию этих вод.

По геолого-гидрогеологическим условиям в акватории Черного моря в пределах шельфовой зоны сосредоточенную субмаринную разгрузку можно ожидать на таких участках.

1. В Крыму, западнее пгт Симеиз, по линии Симеиз — Форос разгружаются воды, содержащиеся в карбонатных от-

ложениях позднеюрского возраста, а на отрезке Форос — Балаклава по зонам тектонических нарушений — подземные воды Байдарской котловины, содержащиеся в отложениях моложе триасового возраста.

2. В пределах прибрежного контура Альминского бассейна подземных вод (Балаклава — Евпатория) в ненарушенных эксплуатационным водоотбором условиях разгрузка неогеновых водоносных горизонтов осуществлялась на участках русел палеорек, погребенных под дно моря.

3. В пределах Новоселовского и Северо-Сивашского бассейнов подземных вод (береговая линия Евпатория — Армянск) разгрузка в море вод понт-меотис-сарматского водоносного горизонта осуществляется частично по руслам палеорек и карстовым полостям, а в основном — рассредоточенно.

4. В пределах Причерноморского бассейна подземных вод (Армянск — Белгород-Днестровский) рассредоточенная субмаринная разгрузка осуществляется преимущественно за счет вод основного неогенового водоносного комплекса. При этом участки сосредоточенной разгрузки приурочены к долинам палеорек Днепра, Буга, Днестра. Это подтверждено, в частности, наличием напорных пресных вод в известняках понтического возраста, вскрытых под толщей песчано-глинистых отложений при бурении скважины на поднятии Голицына.

5. В пределах Причерноморского бассейна подземных вод на участке между устьями Днестра и Дуная. Здесь существуют затрудненные условия для разгрузки подземных вод зоны интенсивного водообмена в море, поскольку неогеновые породы сложены преимущественно глинистыми образованиями. Зону возможной сосредоточенной субмаринной разгрузки можно ожидать на участке палеорусл Дуная.

6. Сосредоточенную субмаринную разгрузку можно ожидать в пределах Кавказского побережья Черного моря (Сухуми — Апапа), где расположены Бзыбский и Кадорский бассейны подземных вод, раскрытые в сторону моря, а водоносные горизонты содержатся в закарстованных и трещиноватых карбонатных и кристаллических породах юрского, мелового и палеогенового возраста.

Рассмотрим детальней особенности подземного стока на шельфе Черного

моря в пределах некоторых геолого-гидрогеологических участков, выделенных в табл. 30.

Измаил — Белгород-Днестровский. В геоморфологическом отношении район относится к пластовым равнинам. В пределах шельфа обнажаются неогеновые породы преимущественно глинистого состава, поэтому между устьями Дуная и Днестра существуют затрудненные условия для разгрузки подземных вод зоны интенсивного водообмена в море. Вместе с тем субмаринная разгрузка по пятому типу возможна в устье Дуная и на участках палеорусл [134].

Белгород-Днестровский — Черноморское. В геоморфологическом отношении район относится к пластовым равнинам. В пределах шельфа и континентального склона обнажаются четвертичные, неогеновые, палеогеновые и меловые отложения, на 50—80 % сложенные известняками. Участки субмаринной разгрузки подземных вод Причерноморского бассейна известны в устьях и на пересыях Днестра, Тилигула, Юж. Буга, Днепра, близ Гендровской, Кинбурнской и Джарылгачской кос, в Одесском и Каркинитском заливах, на участках палеорусл Днепра и его притоков, на Голицынской структуре [70, 134]. Зоны субмаринной разгрузки определяются по пониженной (5—9 г/л) минерализации, повышенной на 4—6 °С температуре придонных морских вод и сравнительно высоким (25—30 см/с) скоростям их движения. Зимой в зонах субмаринной разгрузки у берегов образуются льдины площадью в несколько тысяч квадратных метров. В пределах района возможна субмаринная разгрузка по первому — третьему и пятому типам (см. табл. 30). На участке от Белгород-Днестровского до Очакова при длине береговой линии 100 км интенсивность субмаринной разгрузки составляет 1,0 м³/с, или 10 л/с·км (оценка водобалансовым методом), а на участке от Очакова до Армянска при длине береговой линии 150 км — 1,6 м³/с, или 10 л/с·км (оценка гидродинамическим методом).

Черноморское — Евпатория. В геоморфологическом отношении район относится к пластовым равнинам и высоким денудационным равнинам. Его слагают породы неогена. Мощность мергелистых, песчанистых и оолитовых известняков нижнего — среднего сармата достигает 75—100 м, мергелистых, доломитизированных известняков верхнего

сармата 20—40 м, ракушечных и оолитовых мезотических известняков 20—40, ракушечных понтических известняков 0—10. Суммарная мощность карбонатного разреза здесь 115—190 м. Донеогеновые отложения, представленные породами палеогенового и мелового возраста, разбиты тектоническими нарушениями на отдельные разноприподнятые блоки. Перекрывающие их сарматские известняки в результате движения этих блоков в плиоцене — антропогене были смяты в пологие складки.

Зоны субмаринной разгрузки подземных вод Северо-Сивашского и Новоселовского бассейнов в районе пока не выделены. Об их существовании свидетельствует наличие различных, в том числе и затопленных морем, карстовых пещер [178]. Они имеют протяженность до 150 м и расположены на глубине до 4 м ниже современного уровня моря. В настоящее время условия субмаринной разгрузки в пределах района неблагоприятны. Здесь выпадает всего 300—350 мм осадков в год, а испаряемость достигает 400 мм. Судя по материалам бурения, участки субмаринной разгрузки могут находиться в приразломных зонах опущенных блоков и связанных с ними небольших балках (нос. Оленевка, пгт Черноморское и др.). В районе возможна субмаринная разгрузка по первому и пятому типам. Оценка водобалансовым и гидродинамическим методами показывает, что при длине береговой линии около 200 км ее интенсивность 1,8—2,0 м³/с, или 8,7—12,0 л/с·км [134].

Евпатория — Балаклава. В геоморфологическом отношении район относится к флювиальным равнинам, испытавшим новейшие опускания (участок от г. Евпатория до устья Бельбека), и к низким моноклинальным горам (участок от устья Бельбека до г. Балаклава) [94]. Первый участок сложен карбонатными породами миоцена и плиоцена. Выше уровня моря они нигде не обнажаются и абразионные (местами лиманные) берега сложены 10—15 метровой толщей чередования конгломератов и песчаников с желтыми алевритами (таврская свита). С отложениями этой свиты связаны многочисленные мелкие субэвральные источники, а на дне моря у пос. Николаевки отмечена субмаринная разгрузка вод из понтических известняков. В пределах участка возможна субмаринная разгрузка подземных вод

Альминского бассейна по второму и пятому типам.

У Севастополя бухтовые ингрессионные и абразионные берега сложены сарматскими, а у Балаклавы — верхнеюрскими известняками. В пределах континентального склона обнажаются породы неогена, палеогена, мела, юры. Здесь возможна субмаринная разгрузка по первому и четвертому типам, а в переуглубленной долине р. Черной — по пятому (с перетоком из карстующихся юрских, меловых и палеогеновых отложений). Фактических данных о субмаринной разгрузке в пределах шельфа и континентального склона нет. Американское НИС «Атлантис» в 120 км к западу от Севастополя на глубинах 420 и 1057 м обнаружило аномально низкое содержание хлора в донных отложениях (7—8 %). Это предположительно зона очаговой субмаринной разгрузки, связанная с мощным разломом [273].

Оценка гидродинамическим и водобалансовым методами показала, что интенсивность субмаринной разгрузки из неогеновых водоносных горизонтов может достигать 0,14 м³/с, или 1,5 л/с·км (при длине береговой линии 90 км [134]). При этом не учитывается возможность разгрузки в переуглубленной долине р. Черной подземных вод, переливающихся из верхнеюрского водоносного горизонта [178].

Балаклава — Форос. Район относится к низко- и среднегорным горст-синклинальным массивам. Преобладают берега неабразионного строения, сложенные верхнеюрскими известняками. Шельф и континентальный склон имеют сложный профиль, образуя ряд тектонических уступов [71]. Геологические условия Варнутского карстового района допускают субмаринную разгрузку подземных вод, формирующихся в пределах местной области питания. Поступление подземных вод из Байдарского межгорного бассейна по геологическим условиям возможно только вдоль зон тектонических нарушений. Фактические данные о субмаринной разгрузке подземных вод района до последнего времени ограничивались непроверенными сообщениями рыбаков и аквалангистов. Морские геофизические исследования также не давали надежных результатов из-за низкой чувствительности применявшейся аппаратуры.

Косвенным свидетельством наличия разгрузки являлось снижение содержания

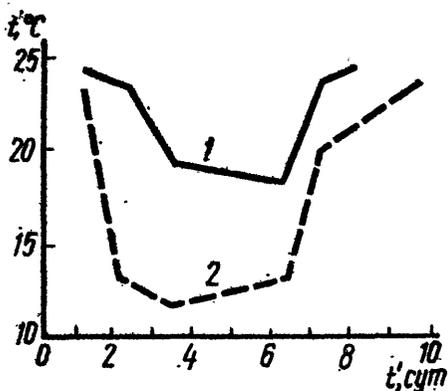


Рис. 70. Изменения температуры морского дна во время работы на глубинах: 1 — 15 м, 2 — 20 м

ляет осуществлять измерения с погрешностью не более $0,1^{\circ}\text{C}$. Подключенные термисторы к регистрирующей аппаратуре осуществлялось трехжильным кабелем, который одновременно использовался для спуска и подъема термометра с грузом.

При измерении температуры наконечник термометра заглублялся в грунт на 4—5 см. Время достижения термометра теплового равновесия с окружающей средой составляет, как показали исследования, 10—15 мин.

Интенсивность разгрузки субмаринного источника определяется перепадом температур, измеренным по нескольким створам в коротком промежутке времени. Так, если по створу VIII на глубине 16 м температура составляла $23,5^{\circ}\text{C}$, то по створу IX на этой же глубине она была $18,5$. Температура на глубине 5 м в обоих случаях $24,5^{\circ}\text{C}$.

Рассматривая изменение температуры дна со временем, вызванное, видимо, состоянием моря, можно отметить, что в начале работ температура дна на глубине 25 м с 16°C упала до 10 за 1 сут, затем за 5 сут (после шторма) повысилась до 12 , а через 10 дней после начала работ составляла около 24°C . Очевидно, полный период изменения температуры дна должен быть более 10 сут. Мы принимаем его равным 14 сут (рис. 70). Амплитуда годового хода температуры на рассматриваемой глубине равна $7,5^{\circ}\text{C}$ [134].

Пользуясь выражением (11), находим, что на глубине 2,5 м под морским дном амплитуда колебаний температур, вызванных волнением моря, уменьшается до $0,1^{\circ}\text{C}$, т. е. на этой глубине температура не зависит от изменения со-

стояния моря и определяется только годовым ходом температуры на его поверхности. На глубине 2,5 м под морским дном температура во время проведения работ определялась с помощью формулы (11) и составляла 11°C .

По полученным данным, с помощью уравнения (15) находим, что во время работ по VIII и IX створам в интервале глубин 5—16 м коэффициент турбулентной теплопроводности составлял $180,6 \text{ Вт}/(\text{мК})$. Подставляя полученное значение λ_t в уравнение (14) и решая его графически, получим значение скорости субмаринной разгрузки подземных вод $v = 3,4 \cdot 10^{-4} \text{ см}/\text{с}$.

Для определения интенсивности очага субмаринной разгрузки необходимо оценить его площадь, что можно сделать по карте изолиний температуры дна моря (см. рис. 69). При построении изолиний изменение температуры дна со временем было учтено посредством приведения всех температурных измерений к единому времени — времени проведения на VIII и IX створах. При этом допускалось, что закономерность изменения температуры дна моря с глубиной при постоянных условиях перемешивания одинакова для всех створов. Так как площадь аномалий составляет 10^7 см^2 , то дебит субмаринного источника равен около $3,4 \text{ л}/\text{с}$ ($12\,240 \text{ л}/\text{ч}$).

Гидрохимические исследования показали, что в районе температурной аномалии содержание солей в морской воде понижено, что подтверждает наличие очага субмаринной разгрузки пресных подземных вод, по-видимому, приуроченного к зоне контакта подводного оползня с выклинивающимся водоносным горизонтом.

Таким образом, изучение температурного поля морского дна позволяет определить положение и дебит субмаринных источников подземных вод. Предложенную методику можно применять для оценки разгрузки подземных вод под уровень моря.

Балансовые работы, проведенные в юго-западной части Крыма, свидетельствуют о значительных потенциальных возможностях субмаринной разгрузки на Севастопольско-Балаклавском и Балаклавско-Форосском участках. Она может достигать $0,9\text{—}1,3 \text{ м}^3/\text{с}$ [182].

Форос — Феодосия. В этот район входят средне- и низкогорные горст-синклинальные массивы, структурно-денудационные низкогорья и холмого-

рья, внутригорные структурно-денудационные понижения. Для него характерны цокольные приподнятые карстовые массивы, сложенные верхнеюрскими известняками. Цоколь сложен водоупорными отложениями таврической серии, поэтому здесь преобладает субаэральная разгрузка. В районе Ялты в водоупорную толщу заключены гравитационно-тектонические (олистоциты) и гравитационные отторженцы Кошка, Ай-Тодор, Одалары, а в районе Судака — рифовые тела Караул-Оба, Сокол, Алчак, Меганом. Объем субмаринной разгрузки по шестому типу, связанной с ними, невелик. Участки возможной разгрузки близ отторженцев Кошка, Ай-Тодор и рифового тела Алчак подсечены геохимическими методами [25]. Значительная субмаринная разгрузка по пятому типу возможна через аллювий переуглубленных долин рек Хастабаш, Учач-Су, Дерекойка, Авунда, Улу-Узень, Сотера и др.

*Особенности применения гидрогеохимических и радиометрических методов исследования субмаринной разгрузки вод в Горном Крыму**. Было установлено, что специфический радиохимический состав подземных вод горноскладчатого сооружения Крыма дает возможность определять места их разгрузки в море. Одним из наиболее информативных изотопов для определения разгрузки подземных вод в море оказался ^{222}Rn . При постановке методических работ в Крыму нами принималось, что пути поступления радона в пределах акватории следующие: из атмосферы, привнос эманаций с дождем, поступление из донных отложений и взвеси, образование из водорастворенного радия, а также с разгружающимися подземными водами. При этом основным источником эманаций являются разгружающиеся в зоне шельфа подземные воды.

Содержание радона в водах, Ки/л:

Воды Черного моря вблизи берегов Крыма	$(0,003—0,013) \cdot 10^{-10}$
Реки Крыма	$(0,01—0,06) \cdot 10^{-10}$
Подземные воды Горного Крыма	$(0,4—5,0) \cdot 10^{-10}$

В качестве эталонных нами были выбраны два участка. Первый в юго-западной части Горного Крыма, в районе мыса Айя, где разгружаются трещинно-

карстовые воды. Здесь разгрузка имеет сосредоточенный характер и осуществляется в виде многочисленных субмаринных источников. Второй участок расположен в юго-восточной части Горного Крыма, где в море разгружаются подрусловые воды (авандельты рек Ворон, Шелен, Судак и др.). Тут разгрузка уже носит рассредоточенный, площадный характер.

В местах сосредоточенной разгрузки четко наблюдается обратная линейная зависимость между величиной солёности и концентрациями радона в морской воде. Проведенная статистическая обработка эмпирических значений солёности и содержания радона в точках отробования показала наличие тесной взаимосвязи между последними ($\rho=0,89$).

Корреляционная зависимость между концентрациями радона и солёностью морской воды на авандельтовых участках рек Горного Крыма, где разгрузка рассредоточена, выражена слабо. В то же время опыт морских гидрогеологических исследований показал, что выявление пресноводных выходов подземных вод в Крыму по гидрохимическим, радиохимическим и другим аномалиям в морской воде затруднено, поскольку процессы конвективного перемешивания и диффузии, а также наличие придонных течений способствуют выравниванию концентраций. В толще донных отложений выравнивание концентраций происходит значительно медленнее, а поровые воды осадков гораздо менее подвижны, чем воды моря, и в их химическом составе фиксируются изменения даже при небольших дебитах. Поэтому самым информативным является изучение гидрогеохимических особенностей поровых вод как дисперсионной фазы осадка.

Выделение поровых растворов нами производилось методом отпрессования. В полученных пробах определялось содержание ионов натрия, калия, кальция, магния, хлора, сульфатов, общая минерализация (солёность), окислительно-восстановительный потенциал, а также микрокомпонентный состав.

Применяя названные методы, мы обнаружили и изучили области субмаринной разгрузки подземных вод на шельфе Горного Крыма; была построена схематическая карта побережья по условиям разгрузки подземных вод уровнем моря, определены гидрогеологические

* Написано П. А. Кирьяковым.

особенности Горного Крыма и прилежащего шельфа.

Результаты исследований показали, что на участках, где преобладают концентрированные субмаринные выходы, морские воды придонного слоя отличаются резко пониженной минерализацией (до 4,3 г/л) и более низкими значениями pH. Заметно уменьшены концентрации ионов натрия (1,3 г/л), калия (0,068 г/л), кальция (0,148 г/л), магния (0,25 г/л), хлора (3,5 г/л), сульфатов (0,55 г/л). Обращает на себя внимание увеличение гидрокарбоната-иона. Концентрация радона в морской воде увеличивается, максимальные значения приурочены к очагам выхода подземных вод. Содержание его здесь колеблется от $0,084 \cdot 10^{-10}$ Ки/л до $1,5 \cdot 10^{-10}$, что весьма близко к минимальным концентрациям в подземных водах Горного Крыма.

На участках рассредоточенной разгрузки в поровых водах донных осадков на общем фоне понижения солености отмечается повышение концентраций кобальта, циркония, меди, железа, ванадия, бария и др. Геохимическим анализом проб донных осадков установлены в них также повышенные содержания и других химических элементов.

В зоне разгрузки высокоминерализованных термальных вод концентрация хлор-иона в поровых водах увеличивается по разрезу, достигая 16 г/л и более. Одновременно отмечаются аномально высокие концентрации йода, брома, кобальта, бария, никеля. Эти данные хорошо согласуются с составом вод в скважинах глубокого бурения. Так, скважина, пробуренная на берегу в этом районе, вскрыла в таврических сланцах напорные соленые хлоридно-натриевые воды с минерализацией на глубинах 1000—1300 м до 48,3 г/л, на глубинах 1900—2257 — до 38,9 г/л. Воды содержат йод, барий, бром, кобальт, никель, свинец, олово, цирконий, медь и другие элементы.

Феодосия — Керчь. В геоморфологическом отношении район представляет собой аккумулятивные низменности и абразионные террасированные равнины. Он сложен слабопроницаемыми мергелями, известковистыми глинами, песчаниками майкопской толщи. Поэтому здесь возможна лишь весьма незначительная субмаринная разгрузка по второму типу.

Особенности подземного стока в море

на участке мыса Чауда*. Мыс Чауда расположен в восточной части Феодосийского залива. Рельеф его в районе равнинный, с незначительными повышениями (до 25 м) и слабо выраженными холмами. Оконечная часть обрывистая скалистая. Здесь хорошо выражены оползни, останцы и крупные скальные глыбы. Оползневые ступени поросли травой и редким кустарником. Клиф активный, высота его 2—6 м, угол уклона 55—60°.

Вследствие оползневой структуры обрыва вдоль береговой линии сформировался валунно-глыбовый пляж с грядой надводных камней. В других местах, прилегающих к мысу, пляж песчано-гравийно-галечный, ширина его 3—5 м с уклоном поверхности 5—8°. Песок средне- и крупнозернистый, состоящий из перетертой ракушки, песчаника, кварца. Непосредственно у мыса узкая полоса причленения почти лишена рыхлых накоплений и прикрыта толщей каменного навала из продуктов обрушения отложенной чаудинской террасы.

Территория, примыкающая к мысу Чауда, по схеме гидрогеологического районирования [64] относится к восточному замыканию мегантиклинория Горного Крыма, где развиты водоупорные глины майкопской толщи и нет подземных вод (рис. 71).

На майкопском водоупоре залегают чаудинские переслаивающиеся среднезернистые пески и ракушечниковые известняки мощностью от 1 м до 20. Эти отложения перекрыты верхнечаудинскими тяжелыми суглинками и глинами с прослоями песков (мощность 0,5—5 м). Геологический разрез мыса Чауда представлен нижнелейстоценовыми (чаудинскими) песками и известняками-ракушечниками, подстилаемыми майкопскими глинами и являющимися водоупором [64, 69]. Чаудинские отложения расположены в береговом уступе на высоте 8—10 м над уровнем моря. Площадь их развития невелика — 0,26 км². Поскольку питание развитых в них грунтовых вод может обеспечиваться только за счет инфильтрации атмосферных осадков в количестве 5—10 мм/год, то потенциальная обеспеченность ресурсов подземных вод для этого района составляет не более 7 м³/сут [64]. Такая величина может обеспечить нужды только отдельных потребителей

* Написано Л. И. Митиным и В. И. Лялько.

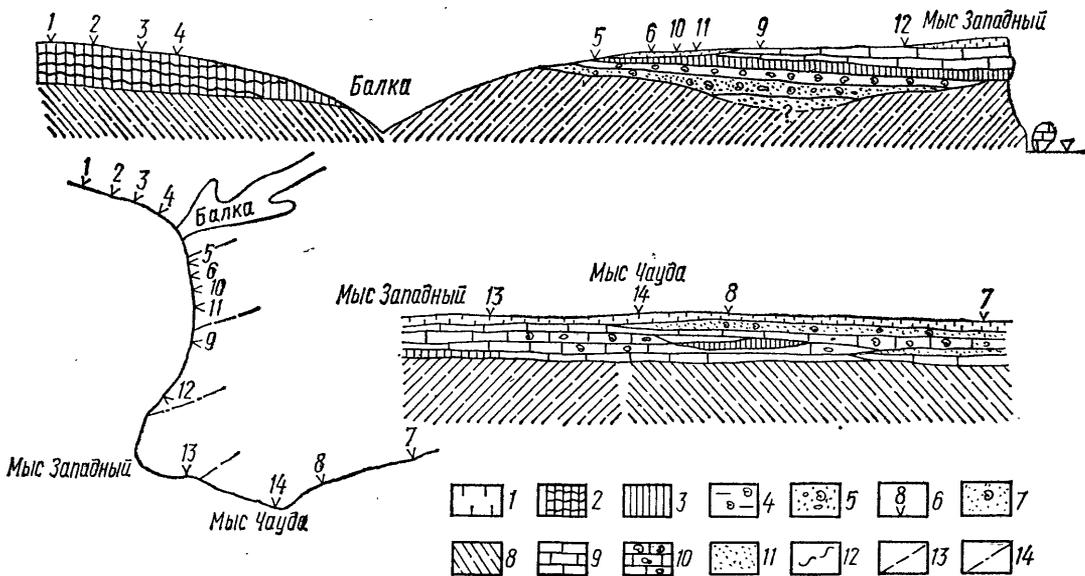


Рис. 71. Условия залегания чаудинских отложений на мысе Чауда:

1 — супеси, 2 — субаэральные суглинки с гумусированными прослоями, 3 — суглинки и глины, разделяющие нижне- и верхнечаудинские отложения, 4 — нижнечаудинские глины с остатками моллюсков, 5 — нижнечаудинские пески с гравием и остатками моллюсков, 6 — местоположение обнажения и его номер, 7 — пески с остатками моллюсков, 8 — майкопские глины, 9 — верхнечаудинские известняки, 10 — верхнечаудинские известняки с галькой и раковинами моллюсков, 11 — среднезернистые пески, 12 — распространения глин и суглинков, разделяющих нижне- и верхнечаудинские отложения, 13 — распространения верхнечаудинских известняков, 14 — распространения нижнечаудинских отложений [69]

и не перспективна для крупного водоснабжения.

Разгрузка водопосного горизонта в чаудинских известково-песчаных образованиях (расход скважины у Чаудинского маяка — около 200 л/ч) осуществляется по классической схеме субмаринных источников.

Не исключено, что переувлажненные (за счет высачивания грунтовых вод) участки залегающих ниже майкопских глин, до которых происходит разгрузка водопосного горизонта, являются поверхностями скопления оползневых масс горных пород. Стекание этих вод должно осуществляться вблизи береговой линии моря, а также в овражно-балочную сеть и далее подрусловыми потоками балок — в сторону моря. Это специфический местный тип подземного стока в море.

Керчь — Тамань. В геоморфологическом отношении район представляет собой холмогорье. Здесь развиты средне- и верхнемиоценовые отложения, в составе которых часто встречаются кри-

сталлические, ракушечные, оолитовые, органогенно-детритусовые, органогенно-обломочные, местами песчаные или кремнеземные известняки. Они не имеют сплошного распространения и представляют собой рифы неправильной формы, окаймляющие в виде гряд многие антиклинальные структуры. По условиям питания (здесь выпадает 350—400 мм осадков при норме испаряемости 350 мм) в районе нельзя ожидать субмаринной разгрузки. Вместе с тем она не исключена в основании крупных рифов (по первому типу) и возможна через балочный аллювий (по пятому типу). Фактических данных для ее оценки нет.

Тамань — Анапа. Район представляет собой аккумулятивную низменность с берегами лиманно-лагунного типа. Представлен нерасчлененной толщей слабоводопроницаемых отложений палеогена. Субмаринная разгрузка здесь мало вероятна (по второму и пятому типам).

Анапа — Сочи. В геоморфологическом отношении это низкие глыбово-складчатые горы. Здесь преобладают берега бухтового (в северной части) и абразионного типов. Район сложен верхнемеловым и палеогеновым двухэлементным флишем. К первому элементу ритма относятся мелкогалечниковые конгломераты и известковистые песчаники, ко второму — кремнистые аргиллиты, мергели, мергелистые глины, мергелистые и чистые известняки, кремнистые мергели. В целом флишевые

отложения слабодопроницаемы. Однако из-за их сильной дислоцированности (местами они поставлены на голову или разбиты крупными сбросами) можно допустить субмаринную разгрузку по зонам тектонических нарушений и прослоям наиболее чистых известняков (по первому типу). Субмаринные источники обнаружены в устье Псезуапсе и Шахе. Они выходят на глубинах 4—6 м из песчано-галечниковых отложений в 250 м от берега (разгрузка по пятому типу).

Сочи — Гудаута. Район расположен в пределах низко- и средневысотных глыбово-складчатых гор. Строение шельфа сложное, характеризующееся рядом тектонических ступеней на глубинах 500—1800 м. Верхняя часть материкового склона расчленена подводными каньонами. В геологическом строении территории участвуют верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, смятые в складки северо-западного простирания и разбитые тектоническими нарушениями. Карстующиеся карбонатные породы отделены от берега моря водоупорными палеогеновыми отложениями. В прибрежной части акватории юрские и меловые известняки погружаются на глубину до 2000 м и перекрыты мощной толщей палеогена [170]. Не исключено, что субмаринная разгрузка здесь происходит по четвертому типу, по зонам тектонической трещиноватости, оперяющим разрывные нарушения субмеридионального простирания. Карстующиеся породы ближайшей к морю Ахунской антиклинали вскрыты долинами рек Мацеста, Агура, Хоста. Через них происходит разгрузка как пресных (Агурские источники, Нижнехостинский воклюз), так и минеральных вод типа Мацеста (источники в долинах рек Мацеста и Агура). Субмаринная разгрузка по пятому типу возможна также в долинах рек Мзымта и Псоу, прорезающих отдельные антиклинальные структуры (Ахцу, Дзыхра, Ахштырь). Фактических данных об этом типе разгрузки нет. Возможно, с ним связана гидрохимическая аномалия в районе Мацесты. В иловых водах здесь отмечена повышенная (19,9 %) концентрация хлор-иона [25].

Гудаута — Гагра. Участок расположен в пределах низко- и средневысотных глыбово-складчатых гор. Карстующиеся отложения юры и мела здесь на значительном протяжении обнажаются

непосредственно на берегу моря. Субмаринные выходы подземных вод близ Гудауты и к северу от Гагры известны давно [65, 139]. Над «котлами вскипания» проведены многочисленные опытные геофизические (резистивиметрические, температурные) и гидрохимические работы [110, 118].

В методическом плане этот участок можно рассматривать как полигон для отработки различных методов изучения зон субмаринной разгрузки первого типа. В акватории Гагрской прибрежной полосы на площади 180 км² проведены детальные исследования на 44 створах [45]. Выходы подземных вод хорошо фиксируются на гидрохимических профилях на глубинах 100, 300, 400 м по снижению концентрации хлор-иона в морской воде до 8—12,5 г/л. О возможностях субмаринной разгрузки по четвертому типу свидетельствуют материалы глубокого бурения. Скв. 3 в Гантиади вскрыла на глубине около 1500 м толщу трещиноватых барремских известняков. Минерализация воды в скважине всего 830 мг/л, а температура +37 °С. По данным Т. З. Кикиадзе [110], субмаринная разгрузка в районе Гантиади составляет около 300 л/с, а около Гагр 400. Весьма вероятно также разгрузка по пятому типу через мощный карбонатный аллювий рек Жоэвара, Гагриш, Цехерва и др.

Гагра — Сухуми. В геоморфологическом отношении участок находится в пределах низко- и средневысотных складчатых гор и холмогорья. Начиная от Новой Гагры, Гагринский, а затем и Бзыбский хребты, сложенные юрскими и меловыми известняками, постепенно отходят от моря. От меридиана р. Бзыби геологическая ситуация осложняется крупным Калдахварским сбросом, приводящим в соприкосновение некарстующиеся неоген-палеогеновые и карстующиеся меловые отложения. В пределах участка возможна субмаринная разгрузка по третьему — пятому типу.

В целом по участку такие факторы, как общие геолого-структурные условия, раскрытость артезианских структур в сторону моря, большие гипсометрические превышения, близость областей питания, большое количество атмосферных осадков и закарстованность карбонатных пород, принимающих участие в геологическом строении участка, создают благоприятные условия для субмаринной разгрузки подземных вод.

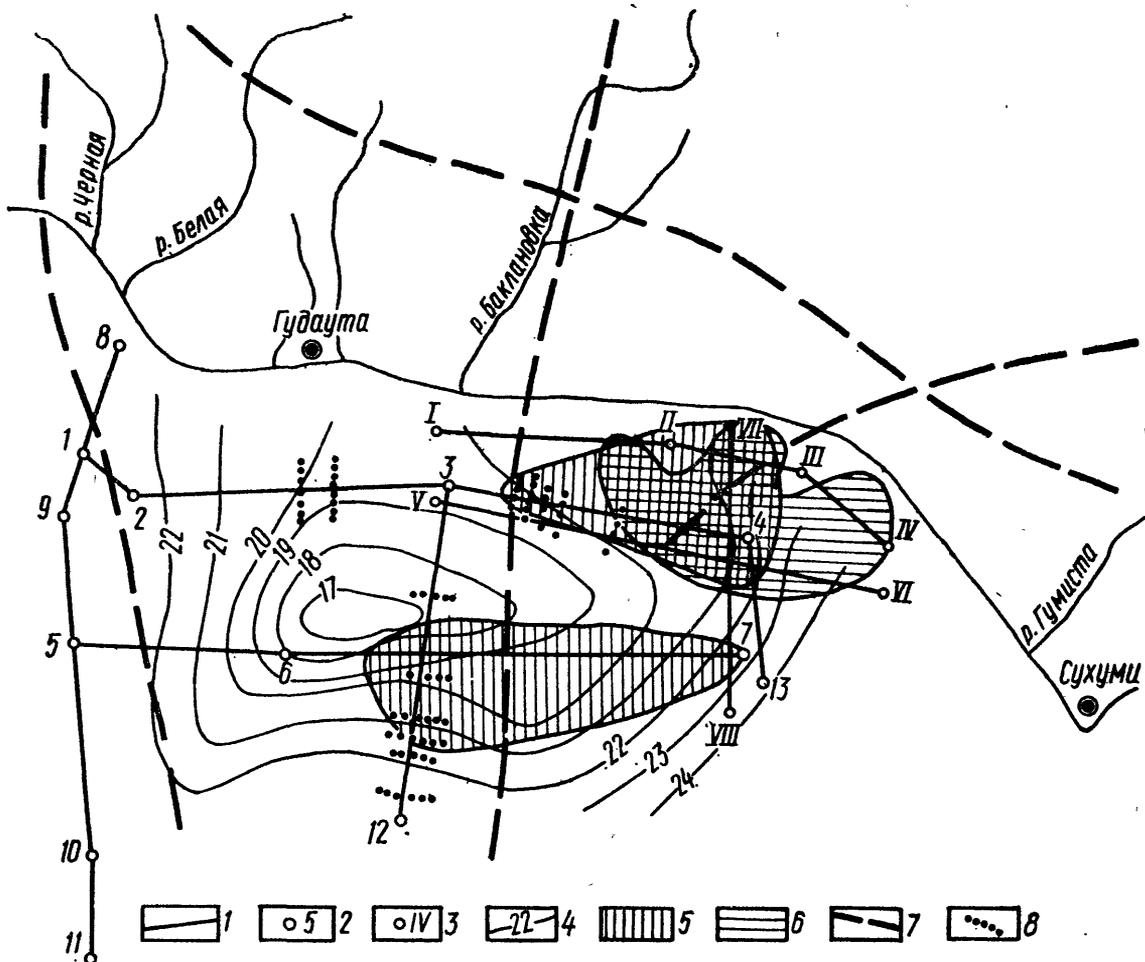


Рис. 72. Результаты температурной, резистивметрической, сейсмоакустической и гидрохимической съемки в пределах Гудаутского прибрежно-морского полигона (1979—1981 гг.): 1 — температурные профили 1980—1981 гг., 2 — станции 1980 г., 3 — станции 1981 г., 4 — линии равных концентраций солей в морской воде, г/л; температурные аномалии: 5 — по результатам съемки 1980 г., 6 — по результатам съемки 1981 г.; нарушения: 7 — тектонические, 8 — неотектонические, выявленные сейсмоакустическим профилированием в 1979 г.

В сентябре — октябре 1980 г. Институтом геологических наук АН УССР были проведены опытные гидрогеотермические работы в районе Гудаутского поднятия с целью разработки методики гидрогеологического картирования и количественной оценки субмаринной разгрузки подземных вод, а также изучения влияния подземного стока в море на формирование геофизических полей в донных отложениях и придонном слое воды. Для этой же цели применялись различные геофизические и геохимические методы, включающие сейсмоакустическое профилирование, геотермию, электроразведку, изучение химического

состава поровых растворов донных отложений, газового состава придонного слоя морской воды и изотопного состава подземных и морских вод (Институт водных проблем АН СССР). В результате тепловой съемки была покрыта территория около 750 км², находящаяся в пределах Гудаутской банки, где переход к материковому склону происходит постепенно на глубинах 400—500 м. В структурном отношении Гудаутская банка приурочена к Гудаутскому поднятию; в геологическом строении последнего принимает участие фациально-литологический комплекс мезо-кайнозойских осадочных пород, характерных для южного склона Большого Кавказа. В районе развиты юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

На рис. 72 показано расположение станций и геотермических профилей 8—11; 3—12, 4—13; 1—4; 5—7. На всех станциях этого участка Институтом водных проблем АН СССР были

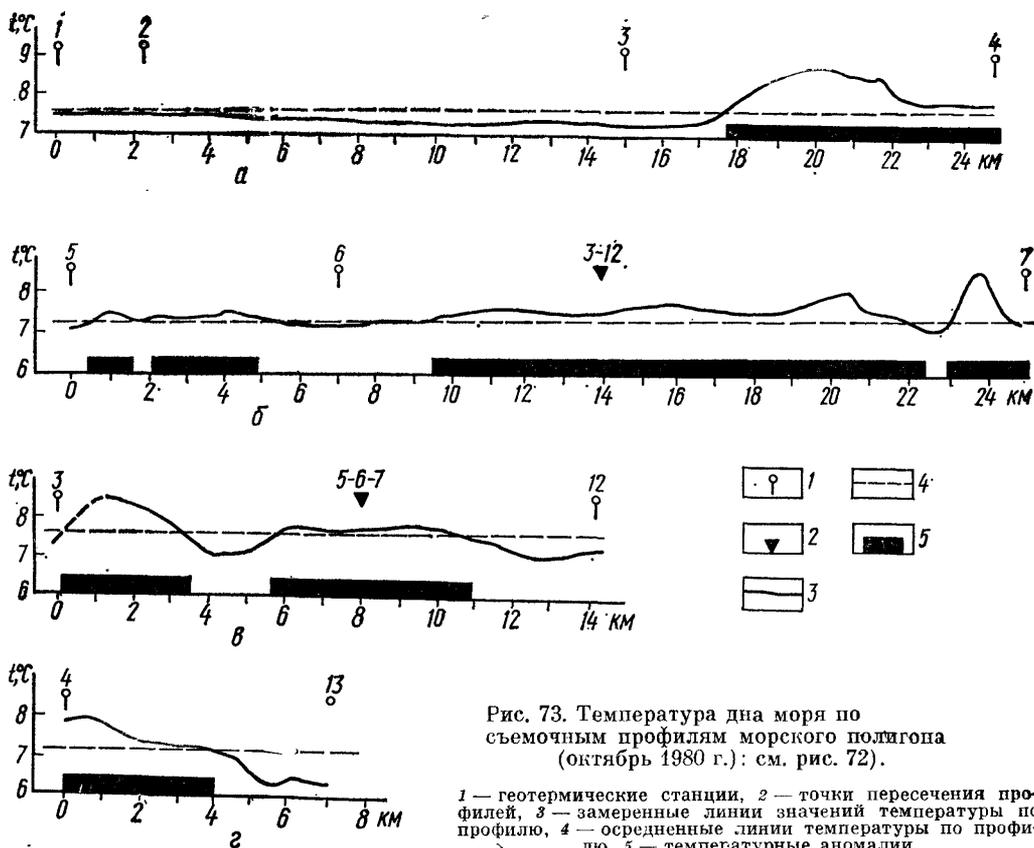


Рис. 73. Температура дна моря по съемочным профилям морского полигона (октябрь 1980 г.): см. рис. 72).

1 — геотермические станции, 2 — точки пересечения профилей, 3 — замеренные линии значений температуры по профилю, 4 — осредненные линии температуры по профилю, 5 — температурные аномалии

выполнены следующие исследования: отбор донных отложений и отжатие поровых растворов с последующим полным химическим и микрокомпонентным анализом; отбор придонной пробы воды, дегазация ее с последующим анализом газового состава. На некоторых станциях были проведены замеры температур для изучения вертикального температурного разреза толщи морской воды. Предварительные результаты о распределении минерализации и содержании некоторых химических компонентов в поровых водах донных отложений восточной части Гудаутского поднятия уже опубликованы и позволяют судить лишь о качественной оценке разгрузки подземных вод в море [145]. На рис. 72 четко видна область пониженных значений минерализации поровых вод. Повышение минерализации на восточном склоне Гудаутской банки объясняется подводными оползнями на крутом континентальном склоне, которые часто приводят к локальным аномалиям минерализации поровых вод, а также резким увеличением глубин моря. Понижение минерализации в центральной части участка ис-

следований может быть вызвано субмаринной разгрузкой пресных подземных вод.

Температурная съемка, выполненная сотрудниками Института геологических наук АН УССР, вместе с результатами гидрохимических работ, полученными в Институте водных проблем АН СССР, позволили провести количественную интерпретацию. Все температурные профили были приведены к осредненной температуре и единому времени измерения, что позволило обнаружить тепловые аномалии, различные по величине и по знаку (за исключением профиля 39—40).

Так, на профиле 1—2—3—4 (рис. 73) между 1-й и 3-й станциями вырисовывается область пониженных (до $7,3^{\circ}\text{C}$) температур. Распределение температур здесь хорошо согласуется с пониженной минерализацией поровых вод (с 22 до 20 г/л). Отрицательная температурная аномалия не может быть вызвана разгрузкой пресных подземных вод, так как минимальная температура последних для исследуемого участка составляет 8°C [65], т. е. выше аномальных значений. В то же время по характеру ано-

малии [16] и понижению минерализации можно судить об имеющемся в этом месте рассолении морскими водами холодных вод поверхностных водотоков, густая сеть которых покрывает близлежащую прибрежную территорию. В конце этого профиля, между ст. 3 и 4, наблюдается резкое (до $8,5^{\circ}\text{C}$) повышение температуры. Такое же повышение отмечено и на пересекающем поперечном профиле 4—13 (рис. 73). В то же время характер распределения минерализации, по данным Института водных проблем АН СССР, в этом месте не отличается от фонового. Такие пониженные аномалии здесь можно объяснить влиянием выпященного подтока тепла через группу неотектонических нарушений, обнаруженных здесь ранее методом сейсмоакустического профилирования.

На профиле 5—6—7 (рис. 73, б) выявлено четыре положительные температурные аномалии. Расположение регионального разлома западнее ст. 6 объясняется существованием двух небольших (до $7,5^{\circ}\text{C}$) повышений температуры, которые могут формироваться за счет подтока тепла через нарушения в земной коре. Совершенно по другому можно объяснить происхождение двух положительных температурных аномалий между ст. 6 и 7. Первая (до 8°C) приурочена к зоне регионального разлома и серии мелких неотектонических нарушений, выявленных здесь ранее методом сейсмоакустического профилирования по профилю 3—12. Эти неотектонические нарушения доходят до зоны контакта современных морских и коренных отложений позднемелового и неогенового возраста и являются самыми перспективными для субмаринной разгрузки подземных вод [145]. Господствующее в этом районе восточное течение объясняет некоторые смещения температурной аномалии от центра гидрохимической аномалии, выявленной сотрудниками Института водных проблем АН СССР при помощи грунтовых трубок на глубине не менее 1,5 м от дна моря. Форма аномалии позволяет судить о площадной разгрузке пресных подземных вод инфильтрационного типа верхнемелового и неогенового комплексов. Интенсивность разгрузки субмаринного источника, определенная методом теплового баланса [131], составляет $4,6 \cdot 10^{-7}$ см/с.

Другая температурная аномалия

зарегистрирована в конце профиля 5—6—7 и имеет более высокое значение ($8,3^{\circ}\text{C}$). По форме аномалии в виде резкого всплеска температуры можно судить о сосредоточенной разгрузке подземных вод [16]. При более детальном рассмотрении рельефа дна в этом месте можно предположить, что в образовании аномалии принимают участие пресные подземные воды верхнемелового и неогенового водоносных комплексов, разгружающихся на восточном склоне Гудаутской банки. Интенсивность разгрузки субмаринного источника, определенная методом теплового баланса, составляет $4,7 \cdot 10^{-7}$ см/с. Такая же положительная аномалия наблюдается в конце профиля 3—12 (рис. 73, в). Это позволяет с более или менее определенной точностью оконтурить площадь очага субмаринной разгрузки и приблизительно оценить ее дебит. Для этой тепловой аномалии он равен около 700 л/с.

На профиле 8—9—10—11 (рис. 72) также были обнаружены положительные температурные аномалии, однако, поскольку других видов съемки в районе этого профиля не проводилось, однозначно объяснить их происхождение нельзя. Некоторое понижение температуры (до $6,2^{\circ}\text{C}$) в начале этого профиля, возможно, связано с подтоком холодных поверхностных вод рек, устья которых находятся на небольшом расстоянии от начала профиля.

Результаты температурной съемки 1980 г. были уточнены геофизической температурной и резистивметрической съемкой, выполненной Институтом геологических наук АН УССР в октябре 1981 г. в восточной части Гудаутской банки по профилям I—II—III—IV—V—VI и VII—VIII (см. рис. 72).

На профиле I—II—III—IV (рис. 74) вдоль 25-метровой изобаты выявлены три температурные и четыре гидрохимические отрицательные аномалии, происхождение которых можно толковать более или менее однозначно. Отрицательная гидрохимическая аномалия в начале профиля объясняется наличием устья Баклановки. Остальные аномалии (как по температуре, так и по минерализации) совпадают, что дает возможность предположить здесь разгрузку пресных подземных вод. Интенсивность разгрузки, определенная методом теплового баланса [131], составляет от $4,5$ до $4,8 \cdot 10^{-7}$ см/с.

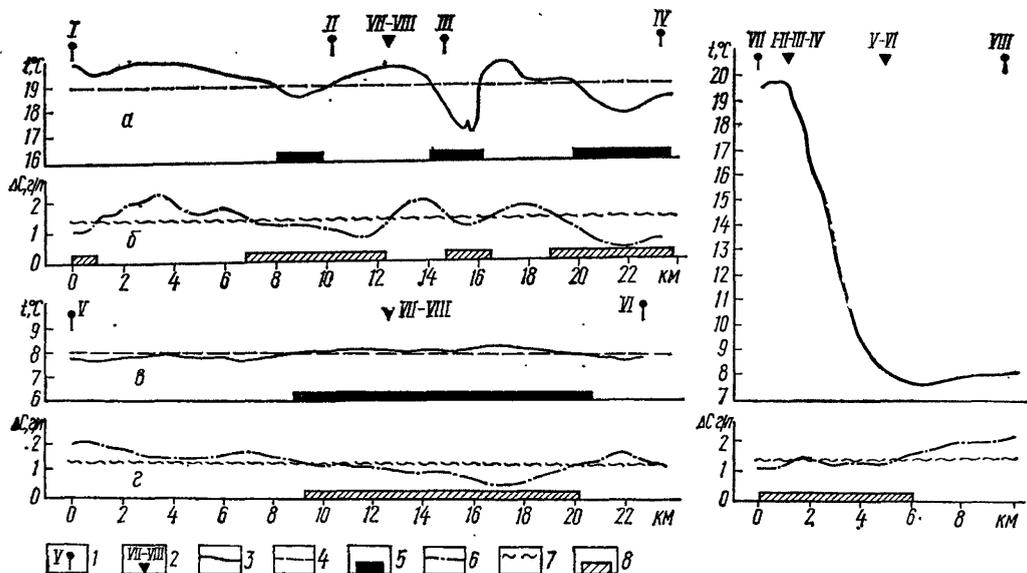


Рис. 74. Температура дна моря и концентрация солей по съемочным профилям полигона (октябрь 1981 г.) (см. рис. 73).

Усл. обозначения 1—5 те же, что и на рис. 73, 6—замеренные линии значений минерализации по профилю, 7—осредненные линии значений минерализации по профилю, 8—гидрохимические аномалии

На профиле V—VI (рис. 74, б) вдоль 50-метровой изобаты отмечены совпадающие температурная и гидрохимическая аномалия. Это позволяет предположить здесь загрузку пресных подземных вод верхнемелового и палеогенового водоносных комплексов через неотектонические нарушения, выявленные в этом месте методом сейсмоакустического профилирования. Интенсивность загрузки, определенная методом теплового баланса [131], составляет здесь $4,5 \cdot 10^{-7}$ см/с (табл. 31).

На профиле VII—VIII, выполненном перпендикулярно к берегу, из-за больших перепадов температур не удалось выделить аномальных значений, связанных с субмаринной разгрузкой подземных вод. Однако пониженные значения

минерализации (рис. 74, в) в начале этого профиля и на профилях I—II—III—IV—V—VI дают возможность оконтурить зону выхода пресных морских вод под дно моря (см. рис. 72) и дать их приблизительную оценку, которая составила около 750 л/с.

Следует отметить, что аномалии совпадают с выявленными здесь ранее методом сейсмоакустического профилирования [145] неотектоническими нарушениями — наиболее перспективными для субмаринной разгрузки подземных вод. По характеру этих нарушений можно предположить, что фиксируемые гидрохимические и температурные аномалии в данном случае образовались в результате активной субмаринной разгрузки по неотектоническим нарушениям пресных подземных вод верхнемелового и неогенового водоносных комплексов.

Сопоставление результатов геотермической съемки морского дна, проведен-

Таблица 31. Скорости и интенсивность субмаринной разгрузки подземных вод, определенные методом теплового баланса

Профиль	Местонахождение температурной аномалии, км	Температура придонного слоя, °C		Скорость субмаринной разгрузки, см/с	Интенсивность субмаринной разгрузки, л/с (с 1 м ширины профиля)
		на фоновом участке	на аномальном участке		
I — II — III — IV	8—11	19	18,5	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$13,5 \cdot 10^{-3}$
I — II — III — IV	15—17	19	16,8	$4,8 \cdot 10^{-7}$	$9,6 \cdot 10^{-3}$
I — II — III — IV	19—23	19	17,7	$4,7 \cdot 10^{-7}$	$18,8 \cdot 10^{-3}$
V — VI	9—21	7,9	8,4	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$54 \cdot 10^{-3}$

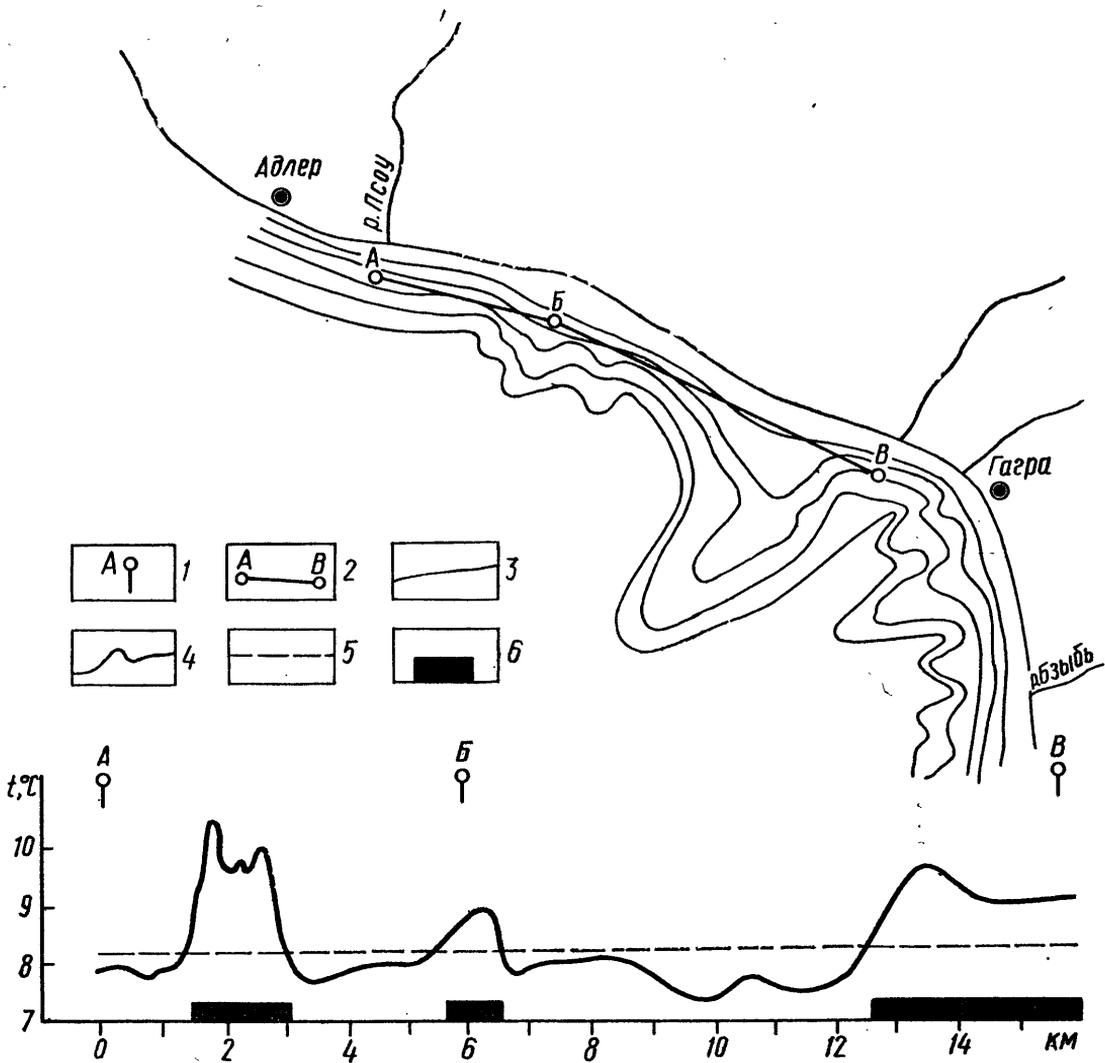


Рис. 75. Результаты температурной съемки в пределах подводного берегового склона на участке Адлер — Гагра (октябрь 1979 г.):

1 — геотермические станции, 2 — геотермический профиль; 3 — линии равных глубин; 4 — линии значений температуры по профилю; 5 — осредненные; 6 — температурные аномалии

ной ИГН АН УССР, с распределением минерализации поровых вод донных отложений восточной части Гудаутского полигона [145] дает следующее представление о формировании температурных и гидрохимических аномалий в пределах исследуемой территории. Несколько сдвинутые в восточном направлении температурные и резистивметрические аномалии объясняются преобладающими в восточном направлении течениями и малой глубиной замеров температуры и электрической проводимости в донных осадках. Более устойчивые значения минерализации поро-

вых вод можно объяснить большей глубиной их отбора в донных отложениях. Для более четкого представления о влиянии морских течений на формирование различных аномалий в придонных слоях необходимо выяснить, как распределяются температуры и минерализация поровых вод на различных глубинах (рис. 75).

Для поисков и оценки участков субмаринной разгрузки в других районах можно успешно применять аппаратуру и методики, разработанные в ИГН АН УССР.

Сухуми — Батуми. В геоморфологическом отношении район представляет собой аккумулятивную низменность, а на юге — средневысотные глыбово-складчатые горы. Сложен он слабодопроницаемыми и водоупорными отложениями плиоцена и эоцена. Активная субмаринная разгрузка здесь мало веро-

Таблица 32. Оценка субмаринной разгрузки * подземных вод зоны интенсивного водообмена

Гидрогеологический район	Участок береговой линии	Длина береговой линии, км	Основной водоносный горизонт
Юго-западная часть Горного Крыма	Симеиз — Форос	25	Обводненные карбонатные породы позднеюрского возраста
Байдарская впадина (межгорный бассейн подземных вод)	Форос	0,05	Обводненные породы выше таврической свиты
	Форос — Балаклава	80	То же
Альминский бассейн подземных вод	Балаклава — Евпатория	90	Основной неогеновый водоносный горизонт
Северо-Сивашский бассейн подземных вод	Евпатория — Армянск	230	То же
То же	Тарханкут — Армянск	150	» »
Причерноморский бассейн подземных вод	Армянск — Очаков	150	» »
Всего	Симеиз — Днестровский лиман	—	—

* За величину субмаринной разгрузки условно принята половина величины месячного стока 95%-ной обводненности (в южном (в сторону моря), так и северном направлениях).

** Величины, использованные при определении значений субмаринной разгрузки для всего Украинского Причерноморья.

ятна и возможна по третьему и пятому типам.

В табл. 31 сведены данные о возможной субмаринной разгрузке подземных вод на советском побережье Черного моря. Чаще всего (85 % случаев) встречается разгрузка по пятому типу, несколько реже (50 %) — по второму. Разгрузка по второму — четвертому типу составляет примерно 30 % случаев. Реже всего (в одном районе 7 %) встречается разгрузка по шестому типу. Как правило, в одном геолого-геоморфологическом районе наблюдается несколько (два-три) типов субмаринной разгрузки. Наиболее сложен по условиям разгрузки подземных вод участок Севастополь — Балаклава (пять типов). Это должно определять методики разведки и поисков обводненных зон на шельфе.

Ориентировочные величины субмаринной разгрузки вод зоны интенсивного водообмена на шельфе Украинского Причерноморья приведены в табл. 32. Расчеты выполнялись преимущественно по оценке производительности дренируемого морем подземного потока по зависимости Дарси. Для района Фороса в

Крыму использованы данные наших геотермических исследований, для юго-западной части Горного Крыма — данные водобалансовых расчетов.

Средняя удельная величина подземного стока в море составила около 8,3 л/с·км береговой линии при суммарном стоке около 5,6 м³/с. Сравнение этой величины с суммарным эксплуатационным водоотбором из основных водоносных горизонтов в прибрежных районах показало, что в ряде случаев наблюдается превышение последнего над стоком вод в море. Об этом же свидетельствует и подток соленых морских вод к подземным водозаборам на некоторых прибрежных участках западной части Крыма.

Однако на отдельных участках шельфа Украинского Причерноморья, где развита древняя гидрографическая сеть (Одесский залив и др.) и зоны тектонических нарушений (участок Симеиз — Балаклава), можно обнаружить и использовать существенные количества пресных подземных вод (до 700 тыс. м³/сут), потребность в которых столь велика в этих маловодных районах.

в пределах Украинского Причерноморья

Метод оценки	Интенсивность		Литературный источник	Вид субмаринной разгрузки
	суммарная млн.м ³ /год м ³ /с	удельная (на 1 пог. км береговой ли- нии), л/с·км		
Водобалансовый	13,0 0,45	18	[182]	Смешанный
Геотермический	0,11 0,0034	70	[131]	Сосредоточенный
Водобалансовый	5,0 ** 0,16	2 **	[64]	Смешанный
Гидродинамический, водо- балансовый	4,2 ** 2,135	1,5 **	[64]	•
Водобалансовый	60,0 2,0	8,7	[64]	
Гидродинамический	54,0 ** 1,8	12	Расчет выполнен Ю. Ф. Филиповым, Б. В. Латышем А. И. Сахацким (ИГН АН УССР, 1979) [133]	•
•	44,8 ** 1,56	10	[133]	
—	178,0 5,65	8,3	[63]	•

спеченности. При этом учитывали, что подземный сток для изученного балансового района осуществляется как черноморья.

Для поисков таких субмаринных источников и оценки их расходов в районах, где в пределах шельфа развиты русла палеорек и зоны тектонических нарушений, следует выполнить крупномасштабные геотермо-гидрохимические съемки, используя для этого, в частности, методику и аппаратуру, разработанные в Институте геологических наук АН УССР.

Степень гидрогеологической изученности южных районов Украины и возрастающий объем геологических работ по освоению шельфа Черного моря позволяет надеяться, что этот район может стать своеобразным опытным полигоном для всестороннего исследования особенностей взаимосвязи подземных и морских вод с целью создания постоянно действующих математических моделей гидрогеологических систем прибрежно-шельфовых зон. Составной частью подобных моделей, позволяющих описывать не только динамику движения пресных подземных и соленых вод в пористо-трещинных средах, но и физико-химическое взаимодействие их между собой и с донными морскими осадками, должны быть программы расчета на ЭВМ процессов подземного массо-

теплопереноса, а также фактический материал. Этот материал должен содержать информацию об условиях распространения пород основных водоносных горизонтов и перекрывающих их водупоров, фильтрационных, теплофизических и диффузионных свойствах их, о кинетических контактах типовых гидрогеохимических взаимодействий в системе вода — осадок, расположении подземных водозаборов, объектов загрязнителей и т. п.

Для комплексного решения задачи управления субмаринным стоком с целью его утилизации для народнохозяйственных нужд необходимы глобальные и региональные исследования режима вод в прибрежных зонах. Эти исследования, наряду с применением наземных методов, должны осуществляться и путем специальных съемок с летательных и космических аппаратов. Полученные данные, а также сведения об изменениях количества и качества природных и техногенных вод, должны оперативно вводиться в память ЭВМ, позволяя последним выдавать потребителям рекомендации по оптимальному использованию водных ресурсов в приморских районах.

ГЛАВА VII

**СОЛЯНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

На Черноморском побережье Украины находятся более 50 крупных и мелких лиманов и соляных озер; в рассолах (рапе) и донных соляных отложениях сосредоточены огромные запасы солей. Соляные месторождения Причерноморья известны с древнейших времен. В 80-х годах прошлого столетия соляная промышленность Крыма и Азово-Черноморского побережья давала более 40 % соли, добываемой в России [83]. В 1916 г. на базе Сакского озера был построен первый в России завод, работающий на галургическом сырье. Во время гражданской и Великой Отечественной войн мелкие соляные промыслы на Куяльницком и Хаджибейском лиманах, озерах Кызыл-Яр, Мойнакском, Ойбурском и др. были частично разрушены и закрыты, а вся соляная промышленность на Черноморском побережье была сосредоточена в районе г. Евпатории на двух озерах — Сакском и Сасык-Сиваш.

Часть водоемов, являющихся в настоящее время месторождениями лечебных грязей, передана в ведение курортных управлений Украины. Тем не менее многие озера Черноморского побережья наряду с Сивашом и континентальными Перекопскими озерами являются мощной базой для развития галургической промышленности.

**ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ
СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ
ПРИЧЕРНОМОРЬЯ**

О соляных водоемах Причерноморья писали многие исследователи. Впервые в конце XVIII ст. их обследовал и описал академик П. С. Паллас.

Из работ XIX в. следует отметить труды Фр. Гебеля и Хр. Гассгагена, И. Комарова, В. Горкема, Л. Першке, Г. П. Федченко о соляных водоемах и путях их промышленного использования.

С 1896 г. в течение почти 40 лет процессы метаморфизации озер и классификацию рассолов, кристаллизацию солей в природных условиях изучал акад. И. С. Курнаков.

После Великой Октябрьской социалистической революции был организован ряд экспедиций по изучению водоемов. В 1926 г. экспедиция Украинского института курортологии под руководством Е. С. Бурксера обследовала соляные водоемы всего Азово-Черноморского побережья. В 30-е годы крымские соляные озера изучали экспедиции под руководством И. С. Курнакова и А. И. Дзенс-Литовского, а одесские лиманы — Одеская лимнологическая экспедиция под руководством Е. С. Бурксера.

К самым крупным публикациям по геологии и гидрохимии лиманов и соляных озер в довоенный период следует отнести работы Е. С. Бурксера [50], С. А. Щукарева, А. Ф. Сагайдачного, А. И. Дзенс-Литовского, И. С. Курнакова, П. Т. Данильченко.

В послевоенное время значительные работы проведены в Институте минеральных ресурсов АН УССР, Крымском филиале Государственного научно-исследовательского института строительных материалов и изделий, Одеском институте курортологии. Среди них следует отметить монографию Е. С. Бурксера, а также работы П. Т. Данильченко, М. Г. Валяшко, А. И. Дзенс-Литовского и А. М. Позизовского.

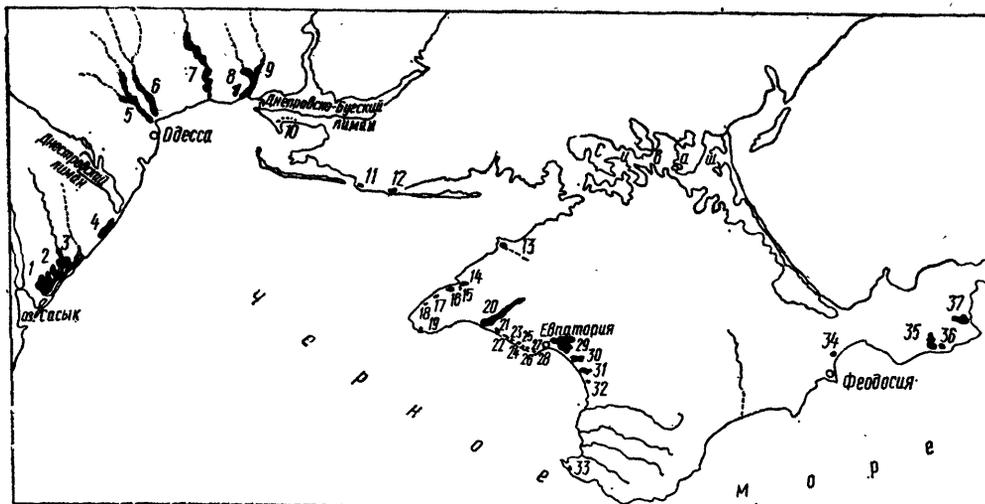


Рис. 76. Расположение лиманов и соленых озер Причерноморья.

Озера: 1 — Шаганы, 2 — Алибей, 3 — Бурнас; лиманы: 4 — Будаковский, 5 — Хаджибеевский, 6 — Кушльницкий, 7 — Тилигульский; 8 — оз. Тузлы, 9 — Березанский лиман; промыслы: 10 — Прогнойский, 11 — Егорлыкский; озера: 12 — Устричное, 13 — Бакальское, 14 — Джарылгач, 15 — Карловское, 16 — Панское (Сасык); 17 — Маяковское, 18 — Сарыголь, 19 — Оленевское, 20 — Донузлав, 21 — Ойбурское, 22 — Аджиджайчи, 23 — Айрчинское, 24 — Галгаское, 25 — Круглое, 26 — Конрадское, 27 — Большое и Малое Яли-Мойнакское, 28 — Большое и Малое Отар-Мойнакское, 29 — Сасык-Сиваш, 30 — Сакское, 31 — Кызыл-Яр, 32 — Багайлы, 33 — Херсонесская группа, 34 — Аджиголь, 35 — Узунлар, 36 — Опук, 37 — Тобечик

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИМАНОВ И СОЛЯНЫХ ОЗЕР ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

А. И. Дзэнс-Литовский и О. Г. Морачевская [83] выделили группы соляных месторождений Причерноморья по географическому принципу. Большинство лиманов и соляных озер приурочено к низовьям рек северо-западного Причерноморья и Крымского п-ова (рис. 76). Это различные по размерам, но в основном мелководные водоемы, в отдельных случаях со значительным содержанием солей (табл. 33). Мы не приводим характеристики соляных озер Перекопской группы, поскольку в настоящее время доказано их континентальное происхождение [176, 208], а также малочисленных озер Херсонесской группы, бесперспективных для соледобычи [83].

Соляные озера и сиваши в пределах Черноморского бассейна Крымского п-ова по географическому положению распределяются на Перекопскую, Тарханкутскую, Евпаторийскую и Херсонесскую группы [125].

Потенциальным источником для соледобычи в большинстве озер является

покрывающая иловые отложения рапа.

В Сакском озере поваренная соль залегает в виде линз среди черных и темно-серых илов. Наибольшая мощность пласта соли составляет 3,56 м, в среднем она равна 1,68. Донная соль в большинстве скважин чистая, плотная. По мере приближения к берегам озера линза соли постепенно выклинивается. На Керченском п-ове пласт донной соли мощностью до 1,5 м установлен в донных отложениях оз. Тобечик.

ТИПЫ СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ КРЫМА

В зависимости от происхождения в прибрежной зоне Черноморского шельфа пониженных участков рельефа и условий заполнения их водой, а также накопления в них солей А. И. Дзэнс-Литовский [83] выделяет на Крымском п-ове несколько групп и типов соляных водоемов.

Группа I. Континентальные водоемы.

Тип 1 — котловинные. Соляные засухи, поды мокрые, поды сухие, степные блюдца, коли Керченского п-ова. В основном они являются котловинами, выработанными потоками воды или выдуванием ветром, а также в результате просадок отдельных участков суши.

Тип 2 — сопочные. Озера, образовавшиеся на месте бывших сопок или в воронках действующих грязевых вулканов.

Группа II. Морские водоемы.

Тип 1 — устьевые. Озера, лиманы, сиваши, образовавшиеся в результате затопления низовьев рек и балок

Таблица 33. Характеристика лиманов и соляных озер Черноморского побережья [по 83, 175, 64, 190]

Водоем	Длина, км	Ширина, км	Площадь, км ²	Средняя глубина, м	Объем рапы, млн. м ³	Запасы солей в рапе, тыс. т [83]		
						CaSO ₄	KCl	NaCl
Одесская группа лиманов и соляных озер								
Лиманы								
Будакский	17,0	2,5	27,0	1,1	27—31	—	—	—
Куяльницкий	30,0	2,5	74,0	3,9	5,0—290	—	—	5100,0
Хаджибевский	80,0	3,5	116,0	6,8	200—640	—	—	—
Тилигульский	80,0	4,5	170,0	3,0	250—600	—	—	—
Березанский	26,0	4,0	60,0	3,7	200—240	—	—	—
Озера								
Шаганы	11,5	9,3	73,0	1,3	70—110	—	—	—
Алибэй	18,4	7,6	101,0	1,2	100—150	—	—	—
Бурнас	9,5	3,5	27,0	1,0	24—27	—	—	—
Тузлы	7,0	1,2	—	0,35	—	—	—	—
Устричное	—	—	3,0	0,15	—	—	—	—
Промыслы								
Ягорлыцкий	—	—	2,0	—	—	—	—	—
Прогнойский	—	—	8,0	—	—	—	—	—
Тарханкутская группа соляных озер								
Озера								
Бакальское	4,0	3,5	5,8	0,50	3,331	47,2	16,5	557,9
Джарылгач	5,0	2,0	7,9	0,65	5,72	147,5	97,7	2240,6
Панское (Сасык)	4,0	1,5	4,5	0,0	2,455	37,3	28,0	955,1
Оленье (Караджа)	1,0	1,3	1,3	0,8	—	—	—	—
Карлавское	—	—	1,6	0,5	—	—	—	—
Маякское	0,5	—	1,3	0,7	0,05	—	—	—
Донузлав	30,0	4,0	47,0	25,0	313,8	1268,0	737,5	23 567,0
Евнаторийская группа соляных озер								
Озера								
Сасык-Сиваш	18,0	12,0	71,8	0,70	34,47	774,0	—	11 527,8
Сакское *	8,5	3,0	15,5	0,80	2,86	33,2	—	2302,0
Кызыл-Яр	5,7	2,2	,9	0,15	1,712	1,49	—	411,4
Отар-Мойнакское	2,4	1,0	1,76	0,85	0,95	25,2	—	634,0
Яли-Мойнакское	1,2	0,6	0,5	0,40	—	—	—	—
Конрадское (Тереклы)	0,5	0,2	0,06	0,45	—	—	—	—
Галгасское	—	—	0,16	0,55	—	—	—	—
Оцбурское	4,0	1,5	5,0	0,30	2,38	—	—	20 11,0
Аджи-Байчи	1,0	0,7	1,2	0,65	0,4	—	—	75
Айрчинское	1,0	0,1	0,5	0,25	—	—	—	—
Керченская группа соляных озер (Черноморское побережье)								
Озера								
Аджиголь	—	—	1,0	0,1	—	—	—	—
Опук (Эдькинское)	—	—	10,0	0,4	—	—	—	—
Узунлар	10,0	5,5	45,0	0,1	—	—	—	—
Тобечик	9,0	5,0	35,0	0,4	—	—	—	—

* Объем рапы и запасы солей в ней приведены для Восточного бассейна площадью 9,63 км².

морскими или смешанными водами. Лужбины этих озер вымыты проточными водами суши.

Тип 2 — лагунные. Озера, лиманы, сивашы, образовавшиеся на месте затопления пониженных прибрежных участков, превращенных в заливы, которые в значительной мере отшнурованы от моря узкими песчаными пересыпями.

Тип 3 — косовые. Озера, образованные сплошными пересыпями на выдающихся в море косах.

Группа III. Континентально-морские (смешанные) водоемы. **Тип 1 — сивашы.** Водоемы побережья, тянущиеся вдоль косы или пересыпей, отделяющих их от моря. Их можно также классифицировать по состоянию донных осадков, строению и составу пересыпей, по

способу питания, солевому составу раны.

Тип 2 — озера. Водоемы, отделенные от моря сплошными пересыпями, через которые происходит слабая фильтрация морской воды в озерные котловины. Морские воды в штормовую погоду могут прорываться через пересыпи.

Большинство соляных озер Черноморского побережья Степного Крыма и сивалии — континентально-морского происхождения. Они образовались в позднечетвертичное время вследствие затопления устьевых частей балок и низменных берегов в период максимума новочерноморской трансгрессии (4—5 тыс. лет назад); тогда уровень моря был выше современного на 2,5—3 м [223]. Это обстоятельство благоприятствовало тому, что во времена античной цивилизации некоторые из современных озер западной части Крыма были прекрасными гаванями. Затем в результате последующего снижения уровня моря произошло отпунуровывание бывших заливов от открытого моря песчаными пересыпями, и они превратились в изолированные и полуизолированные водоемы с преобладающим испарением и уменьшением первоначального объема воды. Это привело к заметному осолонению водоемов и накоплению в них в отдельных случаях пластов донной соли. По подсчетам А. М. Дзэнс-Литовского [80], «солевые корки» в Сакском озере образовались около 2 тыс. лет назад.

Кроме продуктов химической садки в заполнении озерных котловин большую роль играет терригенный материал, составляемый реками в результате абразии берегов и ветрами. Заметную долю составляют также продукты жизнедеятельности водных организмов. Интенсивность накопления донных отложений соляных озер зависит от геологического строения и рельефа водосборного бассейна водоема, климатических условий и гидрологического режима озерной котловины. Современные отложения соляных озер представлены в основном илами черного и серого цвета с запахом сероводорода, содержащими раковины моллюсков, раковинный детрит, примесь песка. Мощность илов в Сакском, Кызыл-Ярском и других озерах достигает 25 м и более. В верхних горизонтах озерных отложений встречаются пропластки и линзы донной соли и гипса.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАССОЛОВ (РАПЫ) СОЛЯНЫХ ВОДОЕМОВ

Во всех водоемах уровень и концентрация рапы непостоянны. Это обусловлено сменой гидрогеологических и климатических условий. Испарение на площади озер из года в год более или менее постоянно. Обычно с весны до осени наблюдаются постоянное понижение уровня и повышение концентрации рапы, а с осени, наоборот — повышение уровня и понижение концентрации ее. Самое интенсивное испарение приходится на июль—август, когда величина среднего суточного испарения доходит до 4,5—6,5 мм.

Наименьшее испарение происходит в феврале — средняя суточная величина его составляет 1,2—2,5 мм. С возрастанием скорости ветра испарение заметно увеличивается, причем северо-восточное направление ветров создает более благоприятные условия для испарения, чем юго-западное.

Рапа лиманов и озер приморского типа представляет собой метаморфизованную морскую воду, обедненную сульфатами. Для характеристики отклонения состава рассолов от состава морской воды Н. С. Курнаков [125] предложил два коэффициента метаморфизации. Первый применяется для рассолов, содержащих хлористый натрий, натрий и магний, сернокислый магний и кальций, и представляет собой отношение сернокислого магния к хлористому магнию: $K_1 = \text{MgSO}_4/\text{MgCl}_2$. Он является постоянной величиной, свойственной озеру в данную эпоху существования. Для крымских озер морского характера коэффициент метаморфизации составляет 0,4—0,8. Подземные воды, питающие озера, влияют на его величину в сторону уменьшения. Второй коэффициент применяется для рассолов, в которых преобладают хлориды натрия, магния и кальция: $K_2 = \text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$; величина его изменяется в пределах 0,04—0,33.

Пониженная величина этого коэффициента характерна для озер, утративших связь с морем; процесс соленакопления в них осуществляется за счет поступления подземных вод, обедненных сернокислым магнием.

В соответствии с приведенными коэффициентами метаморфизации выде-

Таблица 34. Химический состав рапы лиманов и соляных озер Черноморского побережья УССР, % [190, 175, 50, 64 и данные М. Д. Руди]

Водоем	Дата отбора	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	MgSO ₄ /MgCl ₂	Сумма ионов, %
Одесская группа лиманов и соляных озер									
Лиманы									
Будакский	IX — 1978	0,01	0,46	0,07	0,02	0,03	0,25	0,29	0,83
Хаджибеевский	IX — 1978	0,03	0,51	0,01	0,01	0,04	0,27	1,04	0,98
Кульницкий	IX — 1978	0,02	6,07	0,28	0,14	0,53	2,90	0	9,94
Тилигульский	VIII — 1969	0,02	0,62	0,10	0,02	0,04	0,35	—	1,15
Озера									
Шаганы	IX — 1978	0,02	1,98	0,52	0,08	0,18	1,07	0,68	3,86
Алибей	IX — 1978	0,12	0,89	0,16	0,04	0,08	0,49	0,94	1,77
Бурнас	VIII — 1968	0,03	1,46	0,20	0,04	0,09	0,79	—	2,60
Устричное	VII — 1926	0,02	8,07	0,85	0,17	0,73	3,98	0,23	13,82
Тарханкутская группа соляных озер									
Бакальское	VI — 1958	0,03	4,10	0,72	0,41	0,33	2,27	0,74	7,57
Донузлавское	VII — 1958	0,02	5,03	0,72	0,10	0,35	2,83	0,69	9,06
Сарыголь	IX — 1958	0,02	1,20	0,19	0,03	0,08	0,68	0,95	2,00
Панское (Сасык)	IX — 1958	0,03	3,93	0,61	0,09	0,26	2,22	0,67	5,44
Олень	1955	0,03	5,30	0,33	0,13	0,28	2,93	0,03	8,99
Джарылгач	IX — 1958	0,03	6,55	0,95	0,13	0,46	3,69	0,74	10,72
Евпаторийская группа соляных озер									
Сасык-Сиваш									
подготовительный бассейн	IX — 1978	0,02	15,46	2,09	0,07	1,40	7,78	0,39	26,82
центральная часть	VIII — 1948	—	6,84	1,00	0,14	0,55	3,79	0,60	12,37
Озера									
Сакское	I — 1956	0,02	11,98	1,56	0,13	0,96	6,62	0,73	21,26
Кызыл-Яр	V — 1956	0,04	3,68	0,37	0,21	0,27	1,83	0	6,39
Б. Отар-Мойнакское	IX — 1933	0,02	8,55	1,16	0,11	0,59	4,86	0,82	15,28
Б. Яли-Мойнакское	VIII — 1955	0,02	7,40	1,02	0,12	0,55	4,12	0,68	13,22
М. Яли-Мойнакское	VIII — 1933	0,04	8,02	1,18	0,14	0,57	4,54	0,80	14,49
Конрадское (Тереклы)	VIII — 1956	0,04	12,31	1,61	0,03	0,97	6,90	0,88	21,85
Галгасское	VIII — 1956	0,03	12,03	1,44	0,05	0,77	7,00	1,01	21,30
Ойбурское	VIII — 1956	0,02	8,05	1,07	0,20	0,52	4,60	0,75	14,46
Аджи-Байчи	VIII — 1956	0,03	13,60	1,69	0,01	0,44	7,85	1,06	24,12
Лирчинское	VIII — 1956	0,03	12,24	1,66	0,09	0,85	7,12	1,21	22,00
Круглое	VIII — 1956	0,04	13,57	2,28	0,01	1,37	7,31	0,93	24,56
Керченская группа соляных озер									
Озера									
Аджиголь	X — 1957	0,01	10,88	0,73	0,06	0,61	6,18	0,41	18,48
Опук	X — 1957	0,03	15,07	2,00	0,03	1,49	7,89	0,21	26,51
Узушлар	XII — 1958	0,01	9,27	0,73	0,13	0,60	7,89	0,66	26,51
Тобечик	X — 1957	0,02	2,73	0,47	0,06	0,19	1,57	1,02	5,05
Черное море	VIII — 1968	0,02	0,95	0,13	0,03	0,06	0,52	0,70	1,73

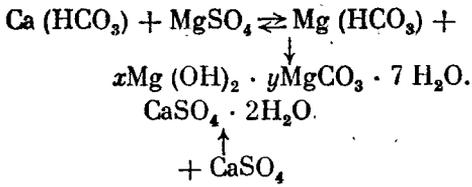
лены два класса рассолов: сульфатно-магниевый, по И. С. Курнакову — М. Г. Валяшко: $K > 0$, и хлоридный, характерный для континентальных озер: $K_1 = 0$, $K_2 = 0$.

Большинство приморских озер имеет гидравлическую связь с морем, и поэтому их можно отнести к первому классу. Исключение составляют Кульницкий

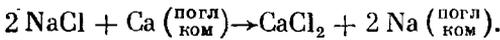
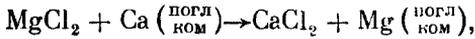
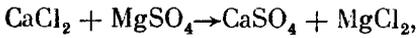
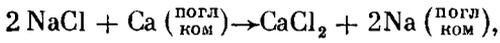
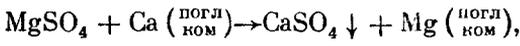
лиман и оз. Кызыл-Яр, пересыпи которых уплотнены и роль морского питания незначительна.

Основными путями метаморфизации рапы лиманов и приморских озер являются [126, 263]:

1. Поступление гидрокарбонатных кальциевых поверхностных и подземных вод и реакция обмена



2. Ионообменная адсорбция, которая осуществляется при попадании в водоем глинистых частиц, поглощающий комплекс которых насыщен Ca^{2+} . Процесс преобразования сульфитов описывается следующими уравнениями:



В связи с выпадением гипса, карбонатов и доломита в рапе происходят декarbonизация и десульфатизация.

3. Биохимические процессы восстановления сульфатов (по-видимому, подчиненного характера).

4. Нарушение гидрохимического режима водоема в результате деятельности человека.

Изменение химического состава рапы может наступить в результате сброса сточных вод, зарегулирования стока, создания на базе приморских озер водохранилищ, восстановления прямой гидравлической связи с морем посредством каналов и т. д. Оценка возможных изменений в ряде случаев весьма затруднительна и должна проводиться с учетом особенностей водоема. В частности, весьма сложной проблемой является распределение лиманов по трассе проектируемого канала Дунай — Днепр. Гидрохимическая характеристика рассолов, составленная по данным различных авторов, приведена в табл. 34.

Распределение калия и брома в соляных водоемах имеет большое практическое значение, поскольку открываются пути к освоению новых сырьевых баз галургической промышленности.

Из табл. 35 видно, что коэффициенты калиенности весьма разнообразны. В ряде случаев они значительно отличаются от таковых для Черного моря. Бром-хлоридный коэффициент большинства рассолов близок к таковому для морских вод. Отмечается тенденция к увеличению абсолютного содержания брома с ростом солености рапы.

Таблица 35. Концентрация калия и брома в рапе соляных водоемов Причерноморья, % [50, 83, 175, 190 и данные М. Д. Руди]

Водоем	K ⁺	$\frac{K^+ \cdot 100}{Cl^-}$	Br ⁻	$\frac{Br^- \cdot 100}{Cl^-}$
Лиманы				
Будаковский	0,0100	2,18	—	—
Хаджибеевский	0,0105	2,05	0,0056	0,177
Куяльницкий	0,0432	0,71	0,0143	0,131
Тилигульский	0,0265	2,45	—	—
Черное море				
Озера	0,0206	2,06	0,00332	0,329
Шаганы	0,0204	1,03	—	—
Алибей	0,0136	1,54	—	—
Устричное	0,144	1,79	0,0218	0,269
Бакальское	—	—	0,0101	0,336
Донузлав	—	—	0,0161	0,340
Сары-Голь	—	—	0,0044	0,328
Панское (Сасык)	—	—	0,0205	0,338
Олень	—	—	0,0100	0,337
Сасык-Сиваш	0,0129	0,200	0,023	0,356
Сакское (восточная часть)	0,389	3,27	0,121	1,018
Кызыл-Яр	0,016	0,206	—	—
Отар-Мойнакское	0,0162	0,201	0,0275	0,341
Б. Яли-Мойнакское	0,0165	0,202	0,0242	0,330
Конрадское (Тереклы)	—	—	0,0567	0,400
Галгаское	—	—	0,0533	0,350
Ойбурское	—	—	0,0354	0,330
Аджиголь	0,08	1,70	0,0321	0,30
Опук	0,32	2,14	0,047	0,31
Узунарское	0,11	1,19	0,0277	0,29
Тобечикское	0,05	1,80	0,0095	0,35

Таким образом, соляные озера Черноморского побережья и сиваши — очень молодые образования, преимущественно континентально-морского генезиса; процесс формирования их продолжается и в настоящее время. Питание озер происходит как за счет морской воды, так и за счет подземных и поверхностных вод, поэтому запасы солей в озерах систематически пополняются. В этом их преимущество перед континентальными соляными месторождениями. При промышленном использовании рассолов соляных озер Причерноморья необходима их комплексная переработка с учетом требований, предъявляемых к охране от загрязнения месторождений и окружающей среды в целом.

ЛЕЧЕБНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ
ГРЯЗЕЙ

Представления о действии лечебных грязей на организм человека базируются на двух основных теориях — физической и химической. Физическая теория в качестве основных факторов постулирует воздействия: 1) тепловое (придается наибольшее значение), 2) механическое (перемещение грязевой массы относительно кожи больного по типу микромассажа), 3) электрическое (между телом и грязью возникают слабые электрические токи, статическое электричество). Физическая энергия этих факторов трансформируется в ту биологическую энергию, с помощью которой в организме человека развиваются лечебно-оздоровительные тенденции (противовоспалительный эффект; усиление иммунных реакций — повышение сопротивляемости к вредоносным агентам и понижение чувствительности к ним — десенсибилизирующий эффект; рассасывающий эффект и т. д.). В соответствии с физической теорией лечебный эффект грязей не зависит от их химического состава и является поэтому неспецифическим.

В химической теории, напротив, основным при грязевом воздействии считается химический фактор, т. е. лечебное воздействие грязей связывается с проникновением содержащихся в них химических веществ внутрь организма. Понятно, что сторонники этой теории настаивают на специфическом, зависящем от химического состава грязей, эффекте. Физические факторы, по их мнению, воздействуя на кожу, облегчают

проникновение через нее химических ингредиентов. По-видимому, будет правильным объединить действующие факторы грязей в единую физико-химическую теорию.

Значительная часть лиманов и приморских соленых озер Черноморского побережья Украины является месторождениями ценного бальнеологического сырья — лечебных грязей.

По В. В. Иванову и А. М. Малахову, под термином «лечебные грязи» (пелоиды) следует понимать природные образования, состоящие из воды, минеральных и органических веществ, обладающие тонкодисперсной структурой, однородностью и мазеподобной консистенцией; они могут применяться (в нагретом состоянии) в лечебных целях в виде местных аппликаций и ванн [103].

Лечебные грязи вследствие своих физических, химических, механических, электрических и биологических свойств воздействуют на основные функции организма человека — дыхание, кровообращение, обмен веществ. С их помощью лечат болезни суставов, мышц, костей, нервной системы, последствия тромбозов, воспаления серозного покрова брюшной полости, болезни кожи, женские болезни, хронические простатиты и др. [180].

По генетической классификации пелоидов СССР [103], лечебные грязи Причерноморья относятся к группе иловых, типу сероводородных или сульфидных (минеральных), подтипу приморских. На их базе в районе г. Одессы и в Крымской области созданы и развиваются курорты всесоюзного значения — Куюльницкий, Сакский и Евпаторий-

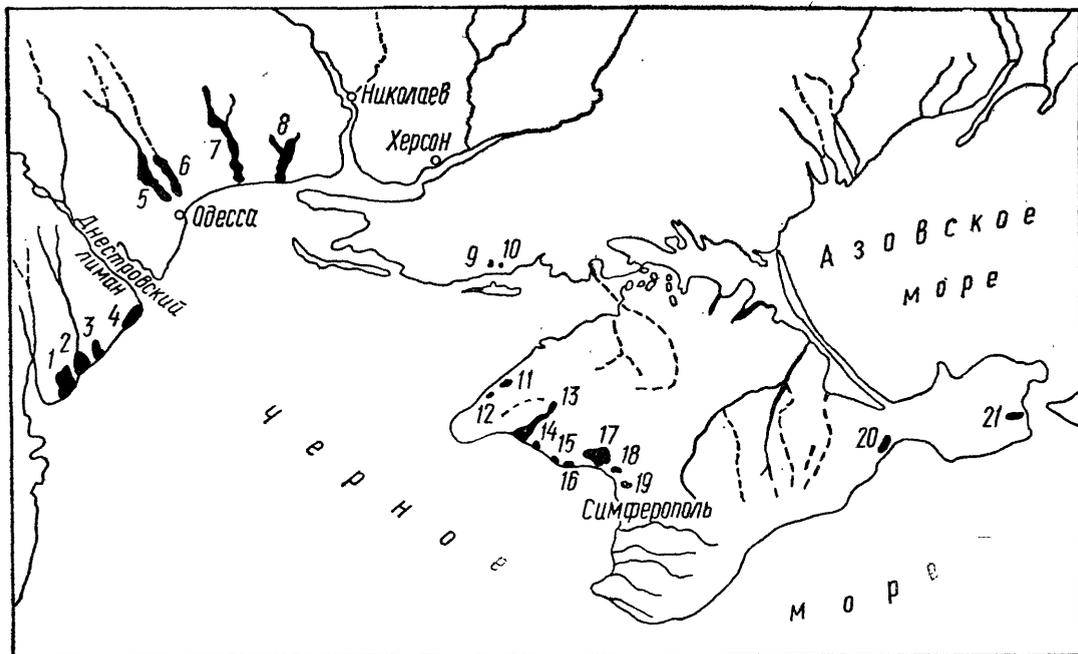


Рис. 77. Основные грязевые месторождения Причерноморья.

Озера: 1 — Шаганы, 2 — Алибей, 3 — Бурнас; лиманы: 4 — Будацкий, 5 — Хаджибеевский, 6 — Куяльницкий, 7 — Тилигульский, 8 — Березанский; озера: 9 — Круглое, 10 — Прокопьевское, 11 — Джарылгач, 12 — Панское, 13 — Аджы-Байчи, 14 — Айрчинское, 15 — Галгасское, 16 — Конрадское, 17 — Сасык-Сиваш, 18 — Сакское, 19 — Кызыл-Яр, 20 — Аджиголь, 21 — Тобечик

ский. Лечебные свойства грязей Причерноморья исследовались Центральным научно-исследовательским институтом курортологии и физиотерапии Минздрава СССР, Центральным и республиканскими советами по управлению курортами профсоюзов, Одесским научно-исследовательским институтом курортологии Минздрава УССР, Сектором гидрогеологии Института геологических наук АН УССР и др.

За последние годы проведены подсчет и переоценка запасов лечебных грязей большинства месторождений Причерноморья, составлены карта и каталог месторождений лечебных грязей Советского Союза, изданы рекомендации по изучению лечебных грязей [107, 148]. В то же время Одесским научно-исследовательским институтом курортологии и Московской специализированной гидрогеологической экспедицией отмечено резкое сокращение запасов пелоидов в оз. Сакском.

Запасы Мойнакского озера в Евпатории практически исчерпаны, а эксплуатация грязей оз. Аджиголь по требова-

нию Сакской гидрогеологической станции прекращена. Части озер угрожает загрязнение промышленными и хозяйственными сточными водами, не исключена возможность уменьшения запасов лечебных грязей вследствие строительства и эксплуатации проектируемого канала Дунай — Днепр. Поэтому для расширения сети санаториев и грязелечебниц необходимы поиски резервов лечебного сырья путем охраны лиманов и приморских озер, рационального использования запасов пелоидов, разведки новых месторождений и поиска возможностей многократного использования лечебных грязей. Поставленные задачи могут быть решены только на основе полного изучения состава и свойств лечебных грязей, а также геологических процессов, протекающих при естественном и нарушенном режимах.

Геологическое строение и гидрохимические особенности описываемых месторождений лечебных грязей Причерноморья (рис. 77—81, табл. 36) наиболее полно освещены в работах Е. С. Бурксеры [50], Н. С. Курякова, В. Г. Кузнецова, А. И. Дзэнс-Литовского [125], А. М. Познизовского [175], Д. И. Склярука [204, 205], В. В. Степанова [209], М. Ш. Розенгурга [190], С. А. Щукарёва [262, 263].

К одесской группе месторождений лечебных грязей следует отнести озера

Таблица 36. Общая характеристика лечебных грязей Причерноморья

Водоем	Форма	Площадь, км ²	Основной источник питания	Максимальная глубина, м	Гидрологический тип	Запасы, млн. м ³
Одесская группа месторождений						
Озера						
Шаганы	Неправильная	63	Водообмен с морем, поверхностный сток	1,2	Периодически закрытый	8,1
Алибей	То же	68	То же	2,0	То же	12,4
Бурнас	Вытянутая	27	» »	1,2	» »	6,9
Лиманы						
Будакский	»	27	Поверхностный сток	2,2	» »	2,9
Хаджибеевский	»	87	Естественный режим нарушен	14,0	Закрытый	10,0 (без учета загрязнений)
Куяльницкий	»	62	Поверхностный сток	2,3	»	15,3
Тилигульский	»	170	» »	18,9	»	Нет данных
Березанский	»	60	Водообмен с морем, поверхностный сток	15,0	Открытый	» »
Месторождения Крымского Причерноморья						
Озера						
Джарылгач	Вытянутая	7,9	Поверхностный сток	1,05	Закрытый	0,22
Панское	Неправильная	4,5	То же	1,05	»	2,0
Конрадское	»	0,06	» »	0,45	»	} 0,398
Голгасское	»	0,16	» »	0,55	»	
Айрчинское	Вытянутая	0,5	» »	0,60	»	
Аджибайчинское	Неправильная	1,2	» »	0,68	»	
Сакское	Вытянутая	9,63	В основной морской канал и фильтрация через пересыпь	0,82	Полуоткрытый	3,7
Сасык (Сасык-Сиваш)	Лопастная	71,0	Фильтрация через пересыпь, поверхностный и подземный сток	1,20	Закрытый	0,16
Кызыл-Яр	Вытянутая	6,85	Поверхностный и подземный сток	0,05	»	1,0
Аджиголь	Овальная	1,00	Поверхностный сток	0,10	»	0,09
Тобечикское	Вытянутая	35,0	Поверхностный сток и фильтрация через пересыпь, морской канал	0,30	»	0,4

Шаганы, Аджибей и Бурнас, а также Будакский, Хаджибеевский, Куяльницкий, Тилигульский и Березанский лиманы. Коренными породами ложа этих водоемов являются в основном песчано-глинистые отложения сарматского и мезотического ярусов. Бортовые части водоемов часто сложены куяльницкими песками и понтическими известняками, а берега — преимущественно лессовидными суглинками (рис. 78—80) (геологические разрезы составлены Н. И. Кочубей по материалам бурения Укрग्रипроводхоза).

В геологическом строении побережий и долин Крымского Причерноморья

принимают участие плиоценовые и четвертичные отложения. Среди четвертичных наиболее распространены лессовидные суглинки с карбонатными и гипсовыми включениями. На еваторийском побережье суглинки переслаиваются галечниками и песками. Под четвертичными отложениями залегают верхнеплиоценовые континентальные глины, куяльницкие и киммерийские лагунно-морские серо-зеленые пески с прослоями глины, а в основании толщи — понтические ракушечные известняки [204]. На Керченском п-ове на дневную поверхность выходят серо-голубые тонкослоистые майкопские глины, которые

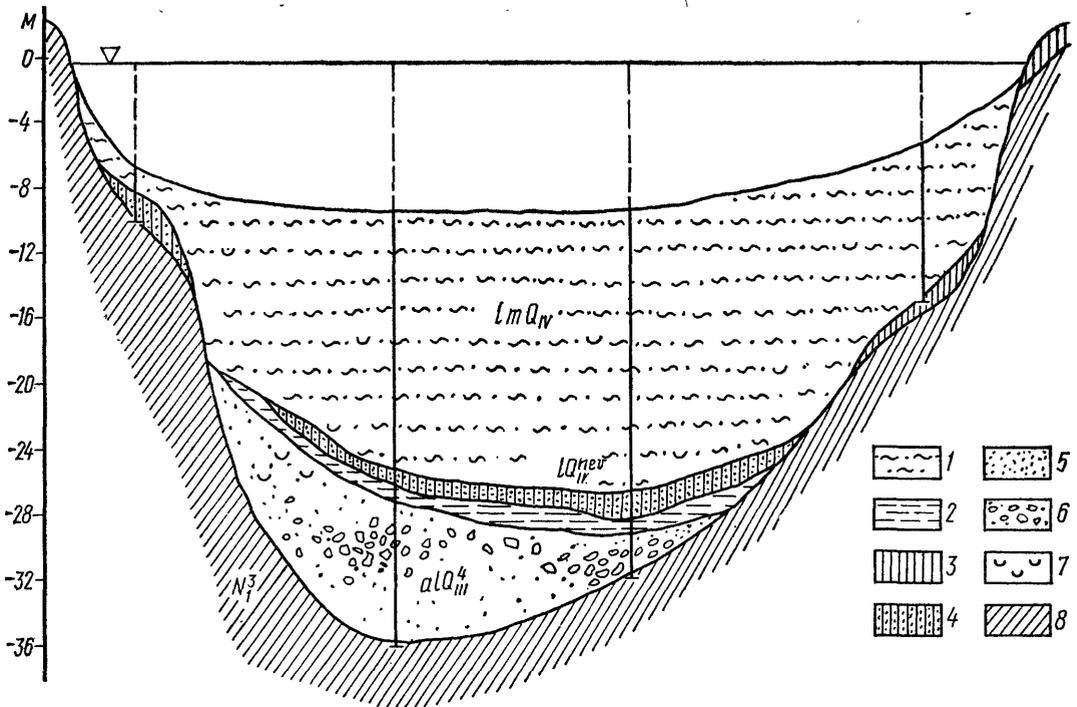


Рис. 78. Поперечный геологический разрез Хаджибеевского лимана:

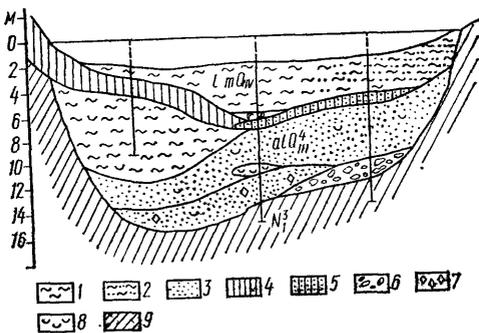
1 — алевроито-глинистые отложения, 2 — глины, 3 — суглинки, 4 — супеси, 5 — песок, 6 — гравий и галька, 7 — раковины моллюсков, 8 — отложения неогена

слагают берега и котловины оз. Аджиголь, а также многочисленных континентальных озер.

Котловины озер и лиманов Причерноморья заполнены толщей четвертичных песчано-глинистых отложений. В некоторых озерах (Сакском, Тобечикском) бурением среди толщи илов обнаружены линзы поваренной соли (рис. 81).

Рис. 79. Поперечный геологический разрез Тилигульского лимана:

1 — ил глинистый, 2 — ил мелкоалевритовый, 3 — песок, 4 — суглинки, 5 — супеси, 6 — галька, 7 — щебень, 8 — раковины моллюсков, 9 — отложения неогена



Образование лиманов и соляных озер Причерноморья происходило в результате затопления речных долин и понижений в рельефе суши во время новейшей черноморской трансгрессии моря [153]. Черные и серо-зеленые илы, используемые в качестве лечебных грязей, сформировались уже в современное время, после отшнурования большинства лиманов от моря.

Сейчас для грязелечения используют илы Будаковского, Куяльницкого лиманов и оз. Сакского. Перспективной для грязелечения является Скадовская медицинская зона с двумя небольшими приморскими озерами Круглое и Прокопьевское.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ

В формировании месторождений пеллоидов выделяются три основные группы факторов грязеобразования: геологические (в том числе гидрогеологические и гидрологические), физико-химические и биологические [192]. Роль геологических факторов в грязеобразовании хорошо иллюстрирует схема Л. Я. Ярозского, несколько сокращенная применительно к приморским грязям.

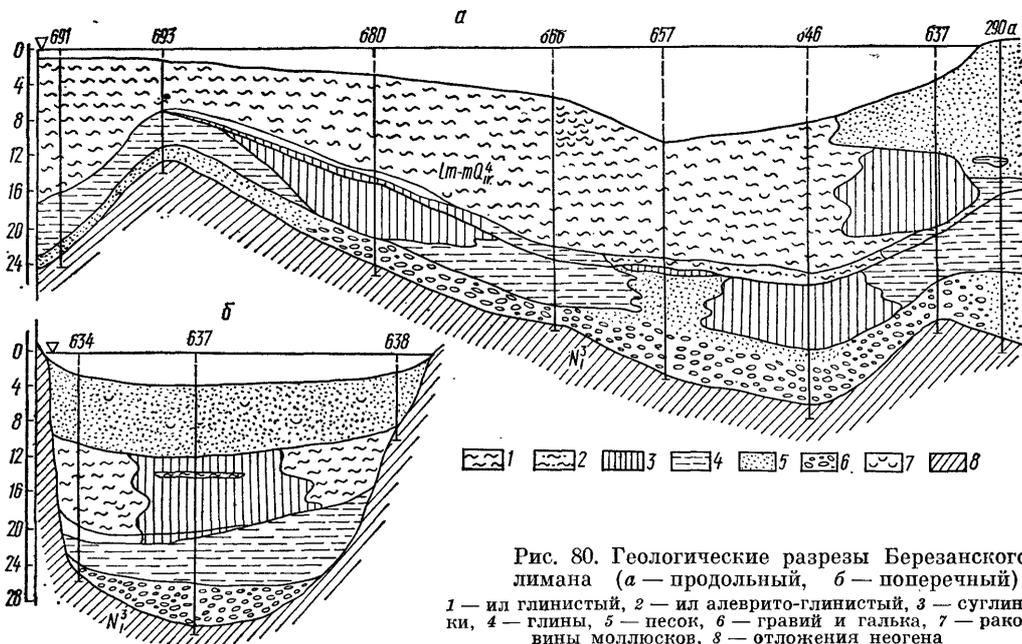


Рис. 80. Геологические разрезы Берзанского лимана (а — продольный, б — поперечный): 1 — ил глинистый, 2 — ил алеврито-глинистый, 3 — суглинки, 4 — глины, 5 — песок, 6 — гравий и галька, 7 — раковины моллюсков, 8 — отложения неогена

Элементы формирования месторождений лечебных грязей

Образование исходного материала лечебной грязи:

а) тонкоизмельченное вещество

б) скопление воды

Образование пространственно обособленного скопления исходного материала лечебной грязи

Образование полужидкой смеси тонкоизмельченного вещества с водой

Факторы грязеобразования

1. Выветривание горных пород
2. Образование химических органогенных остатков
1. Формирование водоемов и их водно-солевой баланс
2. Движение подземных напорных вод
3. Концентрация воды гидрофильной растительностью
1. Снос продуктов выветривания горных пород и другого исходного материала в водоемы
1. Осаждение в водной среде
2. Поглощение воды гидрофильными коллоидными веществами
3. Механическое перемешивание воды и раздробленных глинистых пород

Главнейшие физико-химические и биологические факторы грязеобразования следующие: преобразование органического вещества, новообразование минералов, соленакопление, метаморфизация химического состава воды,

покрывающей грязь (рапы), и воды, пропитывающей ее (порового раствора).

На процесс накопления осадков оказывают влияние морфологические особенности водоема (площадь водной поверхности, глубина, конфигурация берегов, отлогость склонов дна, наличие островов), а также степень проточности водоемов, соленость воды, геологическое строение берегов и площади поверхностного водосбора, климат района.

Основными факторами осадконакопления являются поступление материала в водоем, сортировка частиц по величине и осаждение. Осаждающийся материал подразделяется на аллохтонный, привнесенный извне, и автохтонный, образующийся в самом водоеме. Состав аллохтонного материала зависит от минерального состава пород района и органических веществ почв водосборного бассейна. При осадконакоплении в лиманах и соленых озерах Причерноморья аллохтонным материалом в основном являются глинистые минералы и гумус. Автохтонным материалом в данном случае служат выпадающие из рапы соли, планктон, водоросли.

Важную роль в образовании месторождений приморских лечебных грязей играет солевой режим водоема. Он должен быть таким, чтобы не происходило накопления химических осадков значительной мощности. В ряде случаев гря-

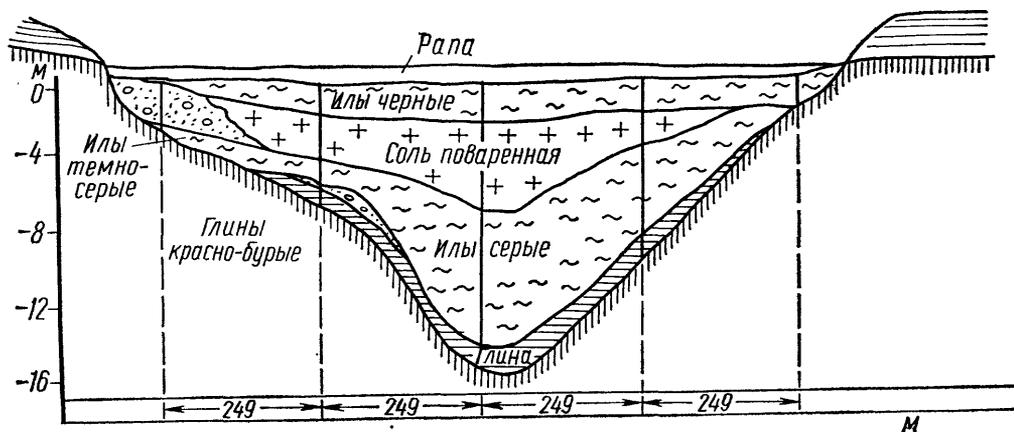


Рис. 81. Поперечный разрез оз. Сакское (по А. И. Дзюнс-Литовскому)

зенакопленению способствует режим водоема, характеризующийся значительными колебаниями солености рапы в течение года. Весной из-за увеличения поверхностного стока концентрация солей в рапе сильно снижается, интенсивно развиваются растительные и животные микроорганизмы, т. е. происходит накопление биомассы. Летом и в начале осени при повышении концентрации рапы вследствие испарения происходит отмирание микроорганизмов и отложение органического вещества вместе с минеральной частью. При достаточно сильном концентрировании рапы этот материал может быть покрыт тончайшим слоем гипса или другой труднорастворимой соли. При приближении концентрации рапы к концентрации морской воды свойства лечебных грязей могут ухудшиться в результате засорения раковинами моллюсков. Считается, что для грязеобразования наиболее благоприятна концентрация рапы 60—70 г/л.

Не останавливаясь детально на факторах, влияющих на процесс осадконакопления в лиманах и приморских озерах, поскольку они весьма детально описаны в литературе [192], отметим, что геоморфологические условия должны быть благоприятными для сноса в водоем глинистых частиц, в климате должно преобладать испарение над стоком. Для грязеобразования весьма важно отсутствие прямой гидравлической связи с морем и перемешивания течениями; последние могут вызвать омывание дна водой, содержащей кислород, и замедлить процессы биохимической

сульфатредукции, проходящие в анаэробных условиях.

Выделяя те или иные факторы грязеобразования, следует, однако, подчеркнуть, что ил на ранней стадии диагенеза представляет собой единую многокомпонентную систему, находящуюся в состоянии динамического равновесия, и выделенные факторы должны рассматриваться взаимосвязанно. Резкое изменение хотя бы одного из факторов грязеобразования неизбежно изменит ход процесса. Такими изменениями могут быть опреснение водоемов в связи со строительством водохранилищ, изменение гидрологического режима лимана в результате соединения с морем, регулирование поверхностного стока и т. д. Необдуманные действия человека в этом направлении недопустимы. Примером может служить Хаджибеевский лиман, где в результате соединения с морем и сброса сточных вод грязь потеряла лечебные свойства. Соединение с морем оз. Сакского привело к образованию гипсовой корки, которая ухудшает лечебные свойства пеллоидов.

Таким образом, искусственно изменяя один фактор, мы неизбежно изменяем систему в целом. Стремление системы к состоянию равновесия в изменившихся условиях вызовет изменение структурных связей в пеллоиде, воднофизических свойств, степени дисперсности минеральной части. Поэтому при решении дальнейшей судьбы того или иного грязевого месторождения необходим тщательный анализ возможных последствий нарушения естественного режима водоема.

Таблица 37. Содержание карбонатов и гипса в лечебных грязях Причерноморья (% твердой фазы)

Месторождение	Кальцит	Гипс
Лиманы		
Будакский	7,99	2,40
Хаджибеевский	5,99	2,72
Куяльницкий	7,99	4,31
Озера		
Шаганы	11,99	4,07
Алибей	11,99	2,65
Сасык-Сиваш	17,98	27,01
Сакское	12,55	31,98
Кызыл-Яр	23,97	7,19
Аджиголь	5,99	6,14

СОСТАВ И СВОЙСТВА ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Иловые лечебные грязи представляют собой многокомпонентные трехфазные системы с коагуляционной структурой. Взаимодействие твердой и жидкой фаз определяет водно-физические и физико-механические свойства пелоидов. В лечебных грязях находятся бальнеологически активные органические вещества и микроэлементы, а также растворенные газы, из которых наибольшее лечебное значение имеет сероводород.

Показатели оценки лечебных грязей разработаны в Советском Союзе Е. С. Буркером, С. А. Щукаревым, А. И. Бунесвым, В. И. Бахман и другими исследователями [28—30, 50, 51, 262, 263].

В настоящее время при анализе лечебных грязей разделяют твердую фазу на две составляющие: кристаллический

скелет (от 49 до 92 % твердой фазы), состоящий из силикатных частиц диаметром более 0,001 мм, гипса, карбонатов и фосфатов кальция, и тонкодисперсную часть (коллоидный комплекс), в состав которой входят силикатные частицы диаметром менее 0,001 мм, органико-минеральные соединения, сложные ферро- и алюмосиликатные соединения и органические вещества.

Количественный и качественный состав гидрофильного коллоидного комплекса определяет основные свойства пелоидов: пластичность, вязкость, теплофизические свойства, адсорбционную способность и т. д.

В настоящее время химический анализ твердой фазы в курортологической практике проводится по схеме С. А. Щукарева [262] с видоизменениями В. И. Бахман [29]. Эта схема, однако, во многом устарела, поскольку не учитывает качественного состава минеральной части твердой фазы. Поэтому при детальном исследовании месторождений грязей мы рекомендуем дополнить указанную схему данными рентгенографического и силикатного анализов. Кроме того, подчеркнем, что методики, применяемые в морской геологии при изучении донных осадков, существенно отличаются от принятых в курортологии, что затрудняет сравнение данных.

В 1975—1980 гг. М. Д. Руди изучался минеральный состав твердой фазы ряда месторождений лечебных грязей Причерноморья [192]. Содержания гипса и карбонатов определялись по методике Е. В. Аринушкиной (табл. 37). Данные силикатного анализа приведены в

Таблица 38. Химический состав твердой фазы пелоидов Причерноморья, %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,12	34,50	45,04	40,54	20,96	49,28
TiO ₂	0,77	0,55	0,71	0,71	0,33	0,55
Al ₂ O ₃	12,67	10,18	13,74	12,74	5,16	14,20
Fe ₂ O ₃	5,52	4,86	6,49	4,48	2,00	6,30
MgO	2,52	5,20	3,85	1,92	1,54	3,37
CaO	6,22	6,69	5,09	12,85	28,09	4,01
Na ₂ O	2,60	7,00	3,75	1,82	1,90	1,00
K ₂ O	2,40	2,05	2,20	1,83	1,00	2,42
P ₂ O ₅	0,40	0,29	0,22	0,19	0,15	0,21
SO ₃	2,36	5,14	4,08	12,68	14,54	2,24
П.п.п.	15,15	28,85	17,05	16,91	25,01	15,68
<i>Сумма</i>	102,14	103,29	102,82	106,67	100,68	102,17

Примечание. 1 — Куяльницкий лиман; озера: 2 — Сакское, 3 — Сасык-Сиваш, 4 — Кызыл-Яр, 5 — Аджиголь, 6 — Тобечик.

Таблица 39. Гранулометрический состав лечебных грязей Причерноморья, %

Месторожде- ние	Размер фракции, мм							Коэффициент агрегированности по И. Н. Горьковой [75]		Характеристика илов [31]
	>0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	<0,001	$K_1 = \frac{C_1(0,005)}{C_m(0,005)}$	$K_2 = \frac{C_1(0,001)}{C_m(0,001)}$	
Лиманы										
Будаковский	2,47	25,30	37,51	13,10	2,68	4,08	14,92	3,63	0,98	Крупноалевритовый, слабокарбонатный
Хаджибеевский	2,09	20,54	24,82	28,01	4,08	3,16	17,31	0,26	2,39	Мелкоалевритовый, слабокарбонатный
Куяльницкий	1,19	9,02	17,25	13,07	5,51	6,28	47,68	0,24	7,53	Алеврито-пелитовый, слабокарбонатный
Озера										
Шаганы	0,34	0,13	4,84	44,70	8,34	9,98	31,67	0,36	4,30	Мелкоалевритовый, слабокарбонатный
Алибейское	1,08	2,88	13,96	40,43	6,16	7,01	28,49	0,30	2,11	То же
Сакское	10,07	7,20	13,48	20,17	11,30	18,15	19,10	Не опр.	Не опр.	» »
Сасык-Сиваш	14,72	10,58	3,50	28,71	7,42	16,29	18,78	Не опр.	Не опр.	» »
Кызыл-Яр	0,70	0,64	1,86	5,53	24,08	4,37	62,82	0,35	10,49	Пелитовый, слабокарбонатный
Аджиголь	0,40	0,86	1,16	12,70	5,58	12,93	66,38	0,44	12,52	То же
Тобечик	2,82	2,29	2,60	25,15	7,15	18,89	41,11	Не опр.	Не опр.	Алеврито-пелитовый, слабокарбонатный

Примечание. Илы оз. Сакское, несмотря на засоренность крупными кристаллами гипса, широко используются для грязелечения.

табл. 38. Изучение фракции менее 0,001 мм проводилось рентгенографическим методом.

По данным анализов можно сделать следующие выводы.

Основными минералами в составе твердой фазы исследуемых илов являются гидрослюды, хлорит, гипс, карбонаты и кварц. Прочие минералы как терригенного, так и аутигенного генезиса присутствуют в количестве менее 1 % по весу и не оказывают сколь-нибудь значительного влияния на формирование свойств лечебных грязей. В составе тонкодисперсной фракции цеолитов преобладают гидрослюды и хлорит. Присутствуют также тонкодисперсный кальцит, кварц, гидротроилит, каолинит, ферригаллуазит, монтмориллонит, гидроксиды железа, алюминия и марганца в коллоидном состоянии, аморфный кремнезем и смешанно-слоистые минералы.

Преобладание в составе гидрофильной фракции илов гидрослюд должно обуславливать при взаимодействии с поровым раствором и органическими соединениями физико-химическое взаимодействие, характерное для этой группы глинистых минералов.

Четкой взаимосвязи между соленостью рапы и содержанием кальцита не обнаружено. Следует полагать, что эта величина в значительно большей степени зависит от литологического состава пород, слагающих берега.

Содержание гипса зависит от литологического состава пород областей сноса, солености бассейна (при повышении произведения растворимости — около 131 г/кг — он выпадает в твердую фазу) и интенсивности процессов сульфатредукции. Наблюдается тенденция к повышению содержания гипса в твердой фазе с увеличением солености поровых растворов.

На способность твердой фазы лечебных грязей связывать воду оказывает большое влияние степень раздробленности твердого вещества. С ее увеличением резко возрастает величина активной поверхности глинистых минералов, что в конечном итоге обуславливает изменение всех водно-физических свойств лечебных грязей.

Отметим, что при определении гранулометрического состава различными методами часто получают различные результаты, особенно при определении содержания тонкодисперсных фракций, и их невозможно сопоставить. Часть применяемых методов предусматривает использование кислот, что вызывает разрушение карбонатов. Нарушение естественного состояния частиц вызывает также промывка грунта дистиллированной водой, а при проведении анализа в поровом растворе происходит коагуляция тонкодисперсных фракций.

Нами определялся гранулометрический состав лечебных грязей при условии, что все агрегаты разрушены (дисперсный анализ), а также в естественном состоянии (микроагрегатный анализ). Результаты приведены в табл. 39.

Общей закономерностью является сходство гранулометрических спектров исследуемых отложений, что указывает на подобие процессов седиментации и

преобразования терригенного материала в исследуемых водоемах. При повышении солености поровых растворов наблюдается повышение агрегированности.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ ПРИ ЧЕРНОМОРЬЕ

Исходными компонентами преобразований органических веществ в водоемах служат флора и фауна данного бассейна. Живые организмы и водная растительность, отмирая, опускаются на дно бассейна и становятся питательной средой для огромных масс бактерий, обитающих в поверхностном слое осадка. Микробиологические процессы в лечебных грязях подробно рассматриваются в работах Б. Л. Исаченко, Б. В. Перфильева, Л. И. Рубенчика.

О количественном и качественном составе организмов, населяющих соляные водоемы Украины, подробно писал Л. И. Рубенчик [191]. Он установил, что в 1 г водонасыщенного ила Куяльницкого лимана содержится 1230—3116 млн. различных видов микроорганизмов. В других приморских водоемах количество микроорганизмов имеет величины того же порядка. Микроорга-

Таблица 40. Гидрохимическая характеристика поровых растворов лечебных грязей

Месторождение	Содержание ионов, мг/л					
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Лиманы						
Будаковский	3515,6	265,4	891,8	747,8	5645,5	4979,2
Хаджибеевский	3500,0	215,4	851,7	857,3	5177,4	5781,6
Куяльницкий	35135,8	943,8	1653,3	7022,4	71978,4	8991,3
Озера						
Шагань	12000,0	300,0	801,6	2067,2	21751,8	1007,9
Алибей	9880,9	296,0	1062,1	1909,1	17617,2	7119,0
Сасык-Сиваш	92550,3	3000,0	551,1	12920,0	170562,7	18147,3
Кызыл-Яр	78369,9	1766,7	681,4	21353,0	174159,5	15781,2
Аджиголь	85601,9	2173,9	601,2	18483,2	183817,3	20266,5

Примечание. Не определялись NH₄⁺, NO₃⁻, NO₂⁻, SiO₂, I₂, а также окисляемость.

низмы подразделяются на аммонифицирующие, уролитические, нитрифицирующие, целлюлозные, сульфатредуцирующие, железобактерии и др. В результате их жизнедеятельности происходит изменение физико-химических условий среды, наступает биогенная стадия преобразования осадка [210].

Б. В. Перфильев разработал теорию микроразональной структуры иловых отложений, согласно которой илы состоят из тончайших слоев микрозон. Формирование микрозон может происходить с поверхности путем осаждения и в самой толще лечебной грязи путем вторичного расслоения. Изучение микроразонального строения донных илов имеет практическое значение для определения скорости формирования лечебных грязей и притока их запасов [180].

В лечебных грязях происходит преобразование органического вещества, в результате чего формируется несколько групп органических соединений. По схеме анализа Г. А. Сперанской, в составе твердой фазы лечебных грязей определяются углерод и азот, гуминовые вещества, битумы, вещества, не гидролизующие слабыми кислотами, углеводы, сахара, гемицеллюлозы. Идентификация составляющих выделенных групп, в частности гуминовых веществ и битумов, довольно сложна. В настоя-

щее время работы в этом направлении ведутся ЦНИИ курортологии и физиотерапии и Одесским Институтом курортологии.

Общее содержание органических веществ в лечебных грязях Причерноморья, определенное методом А. М. Дымова [85] (% на абсолютно сухой пелоид)

Месторождение	Сорг · 1,72
Лиманы	
Будакский	1,65
Хаджибеевский	0,77
Куяльницкий	1,82
Озера	
Шаганы	1,72
Алибей	1,84
Сакское	1,56
Кызыл-Яр	1,81
Сасык-Сиваш	1,51
Аджиголь	1,39
Тобечик	1,16

Органическое вещество в лечебных грязях может находиться в виде органоминеральных соединений, адсорбированных гуминовых и фульвокислот, а также в растворенном состоянии. По мнению И. М. Горьковой [74], образование большинства органоминеральных соединений происходит еще в процессе седиментации осадка. В пористой среде осадка происходит перераспределение органического вещества в результате деятельности микроорганизмов.

Причерноморья

		рН	Плотность, г/см ³	Формула Курлова
CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻			
7,5	106,8	7,99	1,01	$M_{16,2} = \frac{Cl_{60}SO_{4\ 39}}{Na_{58}Mg_{23}Ca_{16}}$
Не обн.	274,6	6,88	1,01	$M_{16,1} = \frac{Cl_{54}SO_{4\ 44}}{Na_{56}Mg_{26}Ca_{16}}$
То же	183,1	7,36	1,09	$M_{126,1} = \frac{Cl_{91}[SO_{48}]}{Na_{69}Mg_{26}[Ca_3]}$
» »	366,1	7,00	1,03	$M_{43,3} = \frac{Cl_{82}SO_{4\ 17}}{Na_{71}Mg_{23}[Ca_5]}$
» »	305,1	6,86	1,03	$M_{38,2} = \frac{Cl_{76}SO_{4\ 23}}{Na_{66}Mg_{24}[Ca_8]}$
» »	244,1	6,70	1,20	$M_{292} = \frac{Cl_{93}[SO_{4\ 7}]}{Na_{78}Mg_{20}}$
» »	213,6	7,24	1,20	$M_{292,3} = \frac{Cl_{94}[SO_{4\ 6}]}{Na_{68}Mg_{33}}$
» »	289,8	7,38	1,24	$M_{301,2} = \frac{Cl_{92}[SO_{4\ 8}]}{Na_{70}Mg_{29}}$

Таблица 41. Содержание микрокомпонентов в поровых растворах пелондов Причерноморья, мг/л

Месторождение	Mn	Ni	Co	Cr	Cu	Ag	Pb	Zn	Fe	Al
Куяльницкий лиман Озера	1,00	2,00	1,80	1,16	0,50	0,32	1,25	0,65	5,94	Не обн.
Сакское	1,22	2,80	2,20	0,66	1,26	0,21	1,75	1,74	5,00	» »
Сасык-Сиваш	1,77	2,65	2,20	1,50	0,30	0,33	2,50	1,15	9,06	Сл.
Кызыл-Яр	1,80	2,90	2,20	1,50	0,38	0,36	3,00	8,87	9,56	Не обн.
Тобечик	4,42	3,30	3,80	0,99	1,57	0,78	3,75	1,30	11,55	» »
Аджиголь	4,00	6,33	4,80	0,99	1,57	0,54	3,00	0,60	9,83	1,50

Органическое вещество может липать глинистые минералы их специфических особенностей [74], а действуя как диспергирующий агент, способствует созданию у частиц отрицательного заряда.

Следует учитывать роль органических веществ в качестве стабилизаторов, препятствующих слипанию частиц в присутствии электролитов и способствующих взаимофиксации частиц на ближних и дальних расстояниях. Как показал И. Ф. Ефремов [92], в донных отложениях соляных озер не происходит непосредственного слипания дисперсных частиц вследствие адсорбции органического вещества на поверхности раздела фаз.

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ

Рапа соляных озер и лиманов Причерноморья представляет собой метамор-

физованную морскую воду и имеет хлоридный натриевый или хлоридный натриево-магниевый состав *. Об основных путях метаморфизации рапы приморских озер писалось в ряде работ [22, 125, 126, 262].

Изменение химического состава рапы может наступить также в результате сброса сточных вод, зарегулирования стока, создания на базе приморских озер водохранилищ, восстановления прямой гидравлической связи с морем посредством каналов и т. д. Оценка возможных изменений в ряде случаев весьма затруднительна, и при этом следует учитывать конкретные особенности водоемов. В частности, весьма сложным является распреснение лиманов по трассе проектируемого канала Дунай — Днепр.

Поровые растворы лечебных грязей Причерноморья изучали А. Н. Бунеев,

* Гидрохимические анализы рапы лиманов и соляных озер приведены в главе VII.

Таблица 42. Водно-физические и физико-механические свойства лечебных грязей

Месторождение	Влажность естественная, %	Объемная масса, г/см ³	Плотность, г/см ³	Объемная масса скелетной части, г/см ³	Пористость, %	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Максимальная гигроскопичность, %
Лиманы							
Будакский	50,4	1,72	2,66	1,14	57,2	12,9	3,06
Хаджибеевский	30,8	1,91	2,68	1,46	44,5	13,0	3,12
Куяльницкий	41,0	1,78	2,66	1,26	47,4	14,8	6,78
Озера							
Шаганы	61,4	1,79	2,61	1,00	59,6	17,7	6,56
Алибей	56,0	1,68	2,63	1,08	58,7	28,4	5,62
Сакское	60,5	1,67	Не опр.	1,04	61,5	21,1	Не опр.
Сасык-Сиваш	49,1	1,75	2,50	1,17	47,8	25,3	15,99
Кызыл-Яр	100,5	1,59	2,49	0,79	66,2	23,9	20,23
Аджиголь	92,6	1,49	2,40	0,77	59,0	26,6	22,24
Тобечик	119,3	1,38	2,58	0,63	76,7	Не опр.	27,00

В. И. Бахман, А. И. Коренцвит, К. В. Нестеров, А. И. Плисова, А. Е. Бабинец, А. А. Сухоробрий, М. Д. Руди и др. [21, 22, 28, 49, 116, 155]. Химический состав их, по данным М. Д. Руди, приведен в табл. 40.

Для получения поровых растворов применялся метод отпрессования на приборе, разработанном в Секторе гидрогеологии ИГН АН УССР [168].

В поровых растворах рН выше такого рапы, и минерализация растворов в ряде озер уже на небольшой глубине значительно отличается от минерализации рапы. Отмечено существенное уменьшение в поровых растворах количества сульфатов, увеличение содержания микрокомпонентов, появление сероводорода, азота и других газов, изменение отношения содержания основных ионов к содержанию хлора. В настоящее время главными причинами, вызывающими отличие состава рапы от состава поровых вод лечебных грязей, считаются микробиологические процессы (в частности, сульфатредукция), а также взаимодействие фаз и тесно связанные с ним процессы адсорбции и ионообмена [21, 28, 49]. В то же время поровые воды отражают в общих чертах палеосоленость бассейна [22].

МИКРОКОМПОНЕНТЫ И РАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ

Исследованию микрокомпонентов донных осадков в последнее время уделя-

ется большое внимание. Необходимо изучать малые элементы лечебных грязей, поскольку многие из них являются бальнеологически активными и от их концентрации и форм нахождения в пеллоиде в конечном итоге зависят его лечебные свойства. Для исследования микрокомпонентов в жидкой фазе лечебных грязей Причерноморья применялся разработанный в ИГН АН УССР атомно-адсорбционный метод с использованием ионообменных смол [147] (табл. 41).

Большой интерес представляет определение в иловых лечебных грязях содержания газов (H_2S , CO_2 , N_2 , CH_4), которые образуются в результате биохимических процессов, протекающих в илах в анаэробных условиях. Содержащиеся в грязях газы находятся в поровом растворе и при избыточном количестве выделяются в виде пузырьков. Тогда в грязях, кроме жидкостей и твердой фазы, появляется еще и газовая фаза. Вопрос о содержании газов в грязях на месте их залегания и изменения их содержания при транспортировке и хранении изучен слабо и требует специального изучения. По данным В. И. Бахман и Е. Ф. Прокопьевой [30], в 1 л порового раствора сакской грязи содержалось H_2S 24,10 мг/л и CO_2 1270, содержание метана составляло 1,90, а азота 1,43.

Весьма перспективным для исследования газовой фазы лечебных грязей является метод газовой хроматографии.

Причерноморья

Нижний предел		Число пластичности, %	Емкость обмена катионов, мг экв / 100 г	Удельная поверхность, м ² /г	Коэффициент фильтрации, см/с	Коэффициент прилипания (аутогезия) Па · 10 ⁻² , T = 30 с	Пластическая прочность Па · 10 ⁻² , T = 30 с
пластичности, %	текучести, %						
29,0	46,7	17,7	13,3	75,8	Не опр.	Не опр.	3,2
21,0	26,5	5,5	16,1	92,4	» »	» »	6,0
23,2	44,1	21,1	28,6	163,6	5,3 · 10 ⁻⁶ 8,3 · 10 ⁻⁷	38,7	3,0
25,3	52,5	27,2	24,9	142,3	Не опр.	Не опр.	5,7
23,6	44,0	20,4	23,9	136,5	» »	» »	3,9
30,0	43,0	13,0	Не опр.	Не опр.	9,2—9,9 · 10 ⁻⁶	41,2	Не опр.
24,0	41,0	17,0	16,9	96,7	2,2—2,6 · 10 ⁻⁶	43,8	5,4
8,3	55,2	46,9	19,3	110,5	3,5—3,8 · 10 ⁻⁶	29,5	29,5
25,1	64,5	39,4	23,2	132,9	3,1—3,5 · 10 ⁻⁶	20,7	3,8
46,0	74,0	46,0	19,3	110,4	4,2—4,6 · 10 ⁻⁶	22,8	Не опр.

Таблица 43. Теплофизические свойства приморских илов

Месторождение	Весовая влажность, W , %	Объемная масса Δ , кг/м ³	Коэффициент теплопроводности λ , Вт/м·К	Коэффициент температуропроводности $\alpha \cdot 10^{-4}$, м ² /с	Удельная теплоемкость $C \cdot 10^4$, Дж/кг·К
Лиманы					
Будакский	36,9	1629,4	1,018	0,361	1730,7
Хаджибеевский	23,3	1905,7	0,849	0,466	956,0
Куяльницкий	39,5	1631,7	0,934	0,263	2176,5
Озера					
Шаганы	39,6	1622,7	0,995	0,357	1717,5
Алибей	43,4	1591,2	0,895	0,264	2130,6
Кызыл-Яр	51,3	1419,3	0,645	0,200	2272,3
Сасык-Сиваш	41,4	1580,4	0,672	0,266	1619,0
Аджиголь	48,7	1442,0	0,574	0,232	1717,8

ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Не вызывает сомнения, что современные морские отложения приморских озер и лиманов на ранней стадии диagenеза имеют много общих черт. Характерными особенностями приморских и морских илов являются малая прочность, коагуляционный тип контакта между частицами, высокая пористость, низкие фильтрационные свойства.

Известно, что на коагуляционное структурообразование очень влияет концентрация электролитов в жидкой фазе и поэтому приморские грязи имеют ряд специфических особенностей.

Полный комплекс исследований проведен для образцов, отобранных из поверхностного слоя — 0,40 см от дна водоема (табл. 42) *.

Значения естественной влажности илов различных водоемов при условии полного заполнения пор водой колеблются в значительных пределах. Зависимость между естественной влажностью и концентрацией порового раствора становится хорошо заметной на глубине около 0,8 м [192]. По сравнению с поверхностным слоем донных осадков Черного моря [20, 90] естественная влажность приморских илов в три — пять раз ниже, а интенсивность изменения этого показателя по глубине значительно выше. Из табл. 43 видно, что гидрофильность цеолитов Причерно-

морья выше гидрофильности донных осадков Черного моря в два — четыре раза [29]. Практически все образцы обладают в той или иной степени тиксотропными свойствами, что характерно для систем с коагуляционным типом связи. Применение при изучении лечебных грязей методов физико-химической механики позволило также показать, что водно-физические и структурно-механические свойства илов находятся в сильной зависимости от концентраций электролитов (поровых растворов), которые в отличие от Черного моря весьма различны (от 6 до 301 г/л) [120].

Теплофизические свойства лечебных грязей как многофазных систем определяются теплофизическими свойствами их твердой, жидкой и газообразной составляющих. В курортологии теплоемкость определяют обычно по приближенной формуле С. А. Щукарева и В. А. Корчагина [262]:

$$C = \frac{a + (100 \pm a)}{100} \epsilon,$$

где C — теплоемкость грязи, в малых калориях на 1°; a — содержание воды в грязи, %; ϵ — теплоемкость сухого вещества грязи; для иловых грязей $\epsilon = 0,2$ кал./г·град.

В табл. 43 помещены теплофизические характеристики лечебных грязей Причерноморья, исследованные на кафедре общей физики Винницкого пединститута на приборе ИТ-2 ИГТФ АН УССР Е. В. Копняком. Из нее видно, что в ряде случаев наблюдаются значительные отклонения от приведенной формулы, что объясняется, по-видимому, измененной теплоемкостью связанной воды по сравнению со свободной и высокой минерализацией поровых растворов.

* При проведении анализов применялись методы, используемые в инженерном грунтоведении, поскольку курортологические [29] затрудняют сравнение данных и, на наш взгляд, во многом устарели.

Г Л А В А IX

**ВОЗМОЖНЫЕ
НОВЫЕ ВИДЫ
МИНЕРАЛЬНОГО
СЫРЬЯ
НА ШЕЛЬФЕ УКРАИНЫ**

Комплекс источников минерального сырья на черноморском шельфе Украины не ограничивается известными месторождениями и проявлениями полезных ископаемых, описанными в предыдущих главах. На шельфе могут быть найдены некоторые новые виды полезных ископаемых, например находки жемчуга в отдельных раковинах моллюсков. Значительный интерес представляет также возможное оруденение сероносных структур, погружающихся в пределы некоторых участков шельфа.

**ЖЕМЧУГ
ЧЕРНОГО МОРЯ**

Одним из интересных минеральных, точнее минерально-органических образований, возникающих в результате жизнедеятельности органического мира, является жемчуг. Эти образования широко развиты в тропической зоне Мирового океана. Из литературы известно, что промысел жемчуга в значительных масштабах осуществляется в Индийском океане (Красном море, Персидском заливе, Манарском заливе в Индии, на побережьях Цейлона, Мадагаскара и других тропических островов), в Тихом океане (на северном и восточном побережьях Австралии, южных Японских о-вах, в Панаме, Калифорнии), в Атлантическом океане (Венесуэле, Мексиканском заливе).

Жемчуг образуется в результате жизнедеятельности моллюсков. Список семейств моллюсков-жемчужниц достаточно обширен: двусторчатые — нуку-

лиды, митилиды, униониды, вулселлиды; некоторые брюхоногие — халиотиды, трохусы, турбиниды; головоногий моллюск наутилус («жемчужный кораблик»). Считается, что жемчуг может образовываться практически у всех моллюсков, имеющих раковины, поэтому находки его довольно часты. К сожалению, такой жемчуг в основном ценности не имеет, поскольку раковины моллюсков, образующих жемчуг, лишены перламутра. Жемчуг наилучшего качества получают из раковин *Pinctada*. Морские жемчужницы, как правило, обитают в водах с самой высокой соленостью. Пресноводный жемчуг добывался в России (на северо-западе европейской части, в бассейне Амура), Шотландии, Китае, в Сев. Америке из раковин двусторчатых моллюсков — маргапитан и др. [99, 100, 136]. Самая крупная жемчужина была найдена близ Филиппин в гигантской тридакне. Она весила 350 г, имела длину 23, ширину 14 см. Средний размер жемчужин — не крупнее горошины. На одну тысячу жемчужниц приходится одна жемчужина весом до 1 карата. Крупные жемчужины еще более редки [136]. Известен жемчуг и в ископаемых моллюсках. Так, Г. М. Колесников [113] описал жемчуг из меловых пресноводных двусторчатых моллюсков Гоби.

Цвет жемчуга белый, розовый, кремовый, желтоватый, форма чаще всего круглая, реже — каплевидная. В зависимости от цвета, формы, величины, блеска оцениваются ювелирные свойства жемчуга. Наиболее крупная ювелирная жемчужина известна под названием «жемчужина надежды». Она име-

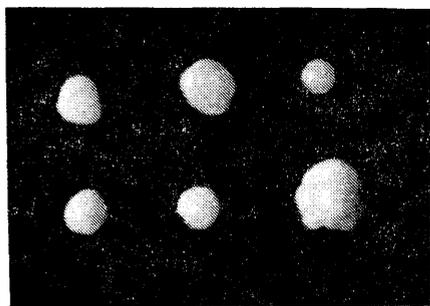


Рис. 82. Жемчуг мидий Черного моря.
Ув. 4

ет каплевидную форму, весит 122,7 г [99].

В последние годы в литературе появляется все больше информации о широком распространении жемчуга в Черном море, где он приурочен преимущественно к одному виду моллюсков — мидиям (*Mytilus galloprovincialis* Lam). В молодых особях жемчуг сравнительно редок, но с увеличением возраста индивидов встречаемость жемчуга возрастает почти до 50 % [101].

Мидии, содержащие жемчуг, развиты на шельфе Черного моря почти повсеместно. А. И. Иванов отмечает наибольшую насыщенность жемчугом мидий на песчаных грунтах, наименьшую — на илистых осадках. Запасы мидий у берегов Крыма (Евпаторийско-Тарханкутский, Феодосийский, Керченский предпроливный районы, Керченский пролив) и у берегов Кавказа (район Гудауты) он оценивает в 2,5 млн. ц.

По данным И. П. Зориной, размеры черноморских жемчужин достигают 2—3 см. Очень часто в раковинах их несколько штук. И. П. Зорина приводит факт находки аквалангистом в районе Феодосии крупной мидии, в которой содержалось 133 жемчужины разной формы весом от 70 до 130 мг [99, 100].

Нами исследовалась большая партия черноморского жемчуга, извлеченного из широко распространенных в прибрежной части Черного моря моллюсков, добытых у с. Оленевки Крымской области. В этой части Крыма прибрежная береговая зона усеяна многочисленными камешными глыбами известняков, на поверхности которых с помощью биссуса и прикрепляются моллюски, образуя многочисленные колонии.

Чтобы установить зависимость внешней характеристики жемчуга (величины, формы, цвета и блеска) от жемчуж-

ницы, все поднятые с моря моллюски условно сортировались на: 1) крупные, средние и мелкие, 2) пораженные червями и непораженные, 3) глубоководные и мелководные, 4) далеко обитающие от берега и близко. В результате полевых наблюдений было установлено, что: 1) максимальная величина жемчуга чаще всего встречается в крупных моллюсках; 2) наибольший процентный выход жемчуга из моллюсков падает на крупные экземпляры; 3) правильная сферичность и блеск зависят от величины жемчуга: с увеличением величины жемчуга сферичность становится менее правильной, а блеск тускнеет.

Диаметр самой большой жемчужины, добытой нами, составлял 3,5 мм. Цвет жемчуга преимущественно белый, реже — темно-коричневый и слабо-желтый. Важно отметить, что раковина, из которой был извлечен темно-коричневый жемчуг, имела тонкий перламутровый слой. Блеск у всех жемчужин очень слабый, однако при травлении их в 20 %-ном растворе NaOH он намного увеличивался и становился перламутровым, а окрашенные жемчужины становились белыми. В одном месте с глубины около 4 м были подняты 63 самых больших моллюска, 49 из них при вскрытии оказались с жемчугом. При вскрытии моллюсков жемчуг находился в самых разных частях тела мидии. Некоторые экземпляры моллюсков содержали в себе по две жемчужины и больше. Из одного моллюска было извлечено 17 различных псевдооруженным глазом жемчужин разных размеров. В исследованном под бинокулярным микроскопом высушенном теле мидии видны были мельчайшие жемчужины. В одном из таких тел было обнаружено 46 жемчужин, которые, как гранатовые зерна, были инкрустированы в стенке желудка.

Черноморские жемчужины имеют чаще всего неправильную округлую форму, изредка образуют почти правильные шарики (рис. 82). Химизм жемчужин изучался в сравнении с химизмом вмещающих их раковин. Сооставление даже неполных химических анализов (табл. 44) показало некоторые химические отличия жемчужин от вмещающих их раковин (анализы выполнены в химлаборатории ИГН АН УССР). Содержание магния в жемчуге несколько повышено по сравнению с таковым во вмещающих раковинах. Спектральным апа-

лизом зафиксирован близкий состав микроэлементов в раковинах и жемчужинах при наличии обогащения жемчужин Sr (0,1—0,2 %). В то же время тело моллюска по элементарному составу наиболее богато и содержит большие примеси микроэлементов, значительные количества фосфора, бария (табл. 45).

Минералогия черноморского жемчуга ранее не изучалась. Судя по литературным данным, жемчуг из рек северо-западной части Советского Союза сложен арагонитом (10—85 %), органическим веществом (4,5—85 %), водой (0,5—4 %). Органическое вещество представлено 15 аминокислотами, среди которых преобладают глицин и тирозин, присутствуют аланин, валин, серин, аспарагиновая кислота.

Рентгенографическое изучение методом Дебая черноморского жемчуга, перламутрового и внешнего слоев раковин мидий, проведенное Е. А. Гамарник в рентгеновской лаборатории ИГН АН УССР, дает возможность определить преобладающий минерал жемчужин и перламутрового слоя раковин как арагонит с небольшой примесью глинистого вещества монтмориллонит-гидрослюдистого типа. В перламутровом слое раковин установлена примесь кальцита; во внешнем слое раковин кальцит преобладает (табл. 46).

В шлифах жемчужины имеют неправильное концентрически-слоистое строение (рис. 83).

В настоящее время изучены состав и структурные особенности жемчуга из водоемов северо-западной части Советского Союза [114, 196]. Жемчужины состоят, как правило, из трех основных элементов: ядра, призматических слоев и пластинчатых слоев. Ядро — это минеральные частицы, обломки призматических

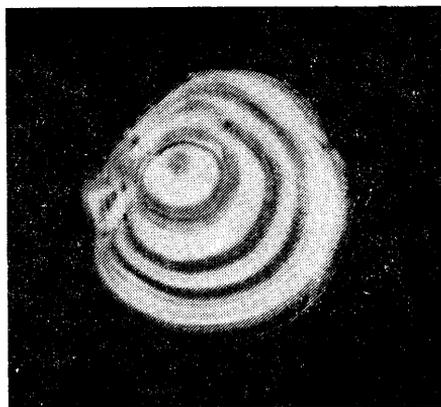


Рис. 83. Жемчуг зональный. Шлиф, Ув. 12

ческих слоев, микроскопические паразиты. Ядра обволакиваются органическими оболочками, на которых развиваются так называемые призматические слои двух типов: имеющие в основании довольно толстую подстилку органики и тонкую подстилку органики. Призмы сложены арагонитом. На призматических слоях нарастают так называемые пластинчатые слои — тончайшие (сотые доли миллиметра) слойки мельчайших пластинок арагонита размерами 1—3 мкм в поперечнике и толщиной 0,2—0,3. Цемент отдельных кристаллов и отдельных слоев — органическое вещество. Очень часто пластинчатых слоев нет и внешние концентры жемчужин имеют призматическое строение.

Микроструктура черноморского жемчуга и створок моллюска изучалась нами методами электронной микроскопии. При этом строго соблюдались условия параллельности в изучении жемчуга и створок раковины из одного и того же экземпляра моллюска. Всего было исследовано 17 створок раковин и 23 жем-

Таблица 44. Химический состав раковин мидий и содержащихся в них жемчужин из района мыса Тарханкут, вес. %

Проба	Объект	SO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	П.п.п.	CO ₂ на рФ	Сумма
50/1	Внешний слой раковины	0,15	0,06	—	0,00	0,00	0,30	55,49	0,14	3,69	40,43	100,31
50/2	Внутренний слой раковины	0,60	0,06	—	0,00	0,00	0,25	54,06	0,11	3,74	41,36	100,18
50/3	Тело моллюска	0,15	0,08	—	0,00	0,00	1,26	0,61	7,70	70,60	17,20	97,60
50/4	Жемчужина *	—	—	—	—	—	6,30	55,99	—	—	—	—
50/5	Жемчужина **	—	—	—	—	—	2,96	53,91	—	—	—	—

* Объединенная проба из семи мельчайших жемчужин общим весом 0,0095 г.

** Вес 0,00135 г.



Рис. 84. Электронно-микроскопический снимок ядра жемчуга. Ув. 3500



Рис. 85. Электронно-микроскопический снимок колломорфного слоя жемчуга. Ув. 3500

чужины. Исследовались целлюлозно-угольные двухступенчатые реулики, получаемые по методике Г. С. Грицаенко. Они были получены с естественных поверхностей жемчуга и створок раковины, с их сколов и протравленных участков. Для выявления разных фаз в перламутровом слое использовался 20 %-ный раствор NaOH. Продолжительность травления составила 1—2 ч.

Электронно-микроскопические анализы выполнялись на приборе УЭМВ-100.

Изучение черноморского жемчуга показало наличие в нем следующих структурных элементов: ядра, пластинчатых слоев, колломорфных слоев (см. рис. 83).

Ядро в жемчужине занимает центральную часть; величина его обычно измеряется несколькими микрометрами. Поэтому изучать состав и структуру ядра довольно трудно. С помощью электронной микроскопии и рентгеноструктурного анализа нам удалось отличить центральную часть жемчуга от последующих слоев. Чаще всего центральная часть, т. е. ядро жемчуга, выполнена агрегатами изометричных кристаллов (рис. 84). Кристаллы эти хорошо ограничены, имеют ребра и по внешнему облику напоминают кальцит. Тем не менее, по рентгеноструктурным данным, кальцита в жемчуге нет. Возможно, та-

кую незначительную примесь кальцита рентгеноструктурным анализом выявить просто невозможно.

Слабый пик 4,7 на дебаэграмме указывает на присутствие в жемчуге гидрослюда, которая скорее всего сосредоточена в ядре.

В отличие от пресноводного жемчуга [115], где ядро одето призматическими слоями, а последние — пластинчатыми, у черноморского жемчуга призматических слоев нет. Вместо них развиты слои, структура которых чем-то напоминает колломорфную. Поэтому и название «колломорфный слой» нами было введено впервые. Колломорфный слой пронизан многочисленными порами, которые по форме напоминают «бегущие ручьи» (рис. 85) и направлены от периферии к центру. Поры имеют цилиндрическую поверхность, способны разветвляться и, очевидно, являются каким-то жизненно важным каналом в жемчужине. Остальная часть этого слоя рыхлая. Иногда встречаются жемчужины, в которых вслед за ядром развиты не один, а сразу два колломорфных слоя. Однако в таких слоях нет пор, и они хорошо разделяются между собой. На внешней их поверхности различаются ромбические кристаллики, возможно, кальцита.

Таблица 45. Спектральный состав раковин мидий, живого вещества и жемчужин

Проба	Объект	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo
20/3	Жемчужина	<0,0001	—	—	0,0005	—	—	—
50/3	»	<0,0001	—	—	0,0002	—	—	—
50/2	Внутренний слой раковины	<0,0001	—	—	0,0002	—	—	—
50/1	Внешний слой раковины	0,0001	—	—	0,0002	—	—	—
	Тело мидий	0,07	0,05	0,01	0,01	0,005	0,02	0,005

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН УССР.



Рис. 86. Электронно-микроскопический снимок пластинчатого слоя жемчуга. Вид в сечении. Ув. 3000



Рис. 87. Электронно-микроскопический снимок удлиненно-призматических кристаллов арагонита в пластинчатом слое жемчуга. Ув. 3000

Самыми привлекательными в жемчужине являются внешние пластинчатые слои. Чаще всего встречаются жемчужины, оболочки которых целиком сложены пластинчатыми слоями. В сечении пластинчатые слои напоминают кирпичную кладку, а элементарными кирпичиками такой кладки являются таблетки псевдогексагональной формы. Периметр таблеток самый разный и лежит в пределах 2—15 мкм. Однако сечение таблеток более выдержанное и в среднем составляет 3—4 мкм (рис. 86).

Базисная поверхность таблеток рыхлая, усеяна многочисленными бугорками, сферическими образованиями и изредка пронизана порами. На боковой поверхности таблеток наблюдается микрослоистость. В сколе таблетки имеют раковистый излом.

Между собой таблетки скрепляются органическим веществом. Взаимного срастания или прорастания между ними не наблюдается.

Во многих литературных источниках таблетки принято считать арагонитовыми кристаллами. Однако хорошо известно, что арагонит имеет волокнистую форму. Таблетки же пластинчатого слоя по своим признакам никак не напоминают кристаллы. Кристаллы при сво-

бодном росте имеют свойство самоограничиваться, образовывать сложные индукционные грани, двойники и сростки. У наших таблеток ничего подобного нет. Однако рентгеноструктурным анализом обнаружен арагонитовый состав жемчуга. Для выявления арагонита и более тонкой наноструктуры таблеток поверхность поперечного скола жемчуга подвергалась травлению слабым раствором NaOH. При этом были получены следующие результаты. В середине таблеток в результате фазового травления были выявлены удлиненно-призматической формы волокна длиной от 0,2 до 2,0 мкм (рис. 87). Толщина их составляет 0,04—0,1 мкм. Призматические волокна ориентированы в таблетке произвольно, однако большая часть их расположена перпендикулярно к базису таблетки. На призматической поверхности волокон хорошо видны штриховки, указывающие на их ступенчатый рост. Без сомнения, эти призматические волокна и являются тем самым арагонитом, который фиксируется рентгеноструктурным анализом.

Цементирующей массой таблеток служит аморфное вещество без скольких-нибудь явных признаков кристалличности.

из района мыса Тарханкут, %

Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Y	Yb	La	Ba	Sr	P
0,001	—	—	0,00001	—	—	—	—	0,002	—	0,2	—
0,001	0,0001	—	0,00005	—	—	—	—	0,001	—	0,1	—
0,001	0,0001	—	0,00001	—	—	—	—	0,003	—	0,1	—
0,001	0,0001	—	—	—	—	—	—	0,004	—	0,05	—
—	0,007	0,001	00,0001	0,5	0,01	0,003	0,7	—	—	0,0001	>1,0

Таблица 46. Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность линий на дебаграммах жемчуга, а также пластинчатого и призматического слоев раковины моллюска

г	1		2		3	
	d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	4,7	4	14,2	1	3,84	
10	3,36	5	3,38			
2	3,24	2	3,25			
		7	3,01	10	3,02	
1	2,84	3	2,85			
8	2,69	10	2,69			
4	2,46	7	2,48	2	2,49	
		3	2,305			
6	2,34	2	2,319			
2	2,18	2	2,269	2	2,280	
2	2,09	1	2,084	2	2,091	
7	1,961	3	1,960	1	1,919	
		1	1,904	2	1,908	
4	1,866	5	1,869	2	1,870	
3	1,804	1	1,809			
6	1,728	5	1,738			

Примечание. 1 — жемчуг, 2 — пластинчатый слой раковины моллюска, 3 — призматический слой раковины моллюска.

Условия съемки: для жемчуга — УРС-55, Cu — анод, Ni — фильтр; для пластинчатого и призматического слоев раковины — ДРОН-0,5, Fe — анод, Mn — фильтр.

Структура створок моллюска довольно проста и характеризуется наличием двух хорошо различимых слоев — призматического и перламутрового. Перламутровый состоит из множества пластинчатых слоев и выполняет внутреннюю часть створки.

Призматический слой выполняет наружную часть створки раковины, где внешняя сторона ее покрыта органическим слоем, а внутренняя граничит с перламутровым слоем. Выше отмечалось, что перламутровый слой представлен преимущественно арагонитом, а внешний призматический — кальцитом. Электронно-микроскопическим исследованием створок раковины установлены также различия в их структуре. Перламутровый слой начинается близ мантии и где-то у середины створки раковины срастается с призматическим. Структура перламутрового слоя аналогична перламутровому слою жемчуга, и по всем признакам они абсолютно одинаковы.

На внешней поверхности перламутрового слоя находится призматический слой. Переход от одного слоя к другому здесь не постепенный, а резкий, контрастный. По отношению к таблеткам призматический слой является как бы

продолжением их роста. Однако это не так. На линии контакта с базисной поверхностью таблеток призмочки как бы сходят на нет. В зоне контакта призмочки наминают объемные конусы, вершины которых покоятся на базисных поверхностях таблеток. Призматический слой состоит из многочисленных псевдогексагональных в сечении, плотно подогнанных друг к другу, сильно вытянутых относительно базиса призмочек. Периметр призмочек 1,0—10 мкм, длина их доходит до 4 мм. Поверхность их слегка шероховатая, со слабо выраженной зональностью. Иногда на поверхности наблюдаются поры. В поперечном сколе они имеют хорошую спайность. На внешней базисной поверхности призмочек, под органическим слоем видны хорошо ограниченные кристаллы кальцита.

По современным представлениям, черноморский жемчуг ювелирной ценности не имеет. Наоборот, он является вредной примесью при изготовлении консервов из мяса мидий или при пищевом использовании их. Нам, однако, кажется, что не следует исключать вероятность нахождения жемчуга, более или менее пригодного для ювелирного использования. Любопытный факт, подтверждающий эту мысль, приведен в газете «Известия» от 2 сентября 1981 г. под названием «Жемчужная лихорадка»: «Лаура Коста приготавливала обед из даров моря для туристов, изредка посещающих итальянский порт Квюджа на берегу Адриатического моря. И как-то было ее удивление, когда в одной из ракушек она обнаружила четыре красивые жемчужины. Местный ювелир, знающий толк в драгоценностях, не задумываясь, предложил ей за жемчужины более 24 тыс. долларов. В порту сразу забила ключом «жемчужная лихорадка». Но пока она не дала новых результатов.»

Изучение природы оптических эффектов речного жемчуга северо-западной части Советского Союза показало взаимосвязь ювелирных свойств жемчуга и его внутреннего строения. Ювелирным жемчужинам соответствует высокая степень однородности пластинчатых слоев. Поэтому диффузно отраженные от пластинок световые лучи интегрируются, что и обуславливает интенсивный блеск. Электронно-микроскопическим изучением черноморского жемчуга отмечено частое развитие до-

вольно упорядоченного пластинчатого слоя на его поверхности, что благоприятствует проявлению оптических эффектов, свойственных ювелирному жемчугу. Поэтому исключать находки последнего не следует. По нашему мнению, представляется целесообразным продумать меры по возможному облагораживанию черноморского жемчуга, поставить серию биологических экспериментов по его выращиванию.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА СЕРОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ЧЕРНОМОРСКОМ ШЕЛЬФЕ КЕРЧЕНСКОГО П-ОВА

Многолетние комплексные исследования сероносности осадочных пород Керченского п-ова, проведенные как производственными организациями (Е. П. Горяинов, В. В. Павленко, С. К. Кропачева и др.), так и научными учреждениями, в частности Институтом геологических наук АН УССР (Е. Ф. Шнюков, Ю. В. Соболевский и др.), позволили не только сформулировать основные закономерности формирования серосодержащих пород и руд региона; на их основании открыт ряд новых серопроявлений — Горностаевское, Чистопольское, Марьевское, Султановское, Новониколаевское и др.

Рассматривая геоструктурные и тектонические особенности размещения серопроявлений Керченского п-ова, видим, что они, как и большинство крупных месторождений самородной серы в других районах мира, располагаются в зонах крупных нарушений вдоль границ приподнятых и опущенных геоструктурных элементов. Серопроявления описываемого региона в большинстве своем локализованы в полосе субмеридионального направления, протягивающейся от бывшего рудника Чекур-Кояш на юге у горы Опук до оз. Чокрак на севере. По мнению Е. П. Горяинова, Е. Ф. Шнюкова и Ю. В. Соболевского, по данным геофизических исследований, эта полоса является зоной Марфовского глубинного разлома. М. В. Муратов [151] указывает, что разлом, начиная с тарханского времени, контролирует осадконакопление, определяя наличие относительно мелководных фа-

ций на западе и более глубоководных фаций восточнее его.

При изучении взаимосвязи керченских серопроявлений с более мелкими тектоническими структурами установлено, что они локализуются в пределах периклинальных замыканий раскрытых диашировых складок. Одной из отличительных особенностей многих из описываемых серопроявлений является связь их со своеобразными грязевулканическими структурами — вдавленными синклиналиями, в пределах которых расположено Чекур-Кояшское месторождение самородной серы.

Подавляющее большинство известных в настоящее время серопроявлений на Керченском п-ове стратиграфически приурочено к чокрак-караганским отложениям песчано-глинисто-карбонатного состава, среди которых в виде линз развиты сульфатные породы. Характерно, что сероносные и сульфатсодержащие породы в основном имеют четкую тектоническую приуроченность, располагаясь в зоне Марфовского глубинного разлома.

Деятельность грязевых вулканов в чокрак-караганское время не ограничивалась участием в формировании чашеобразных структур (вдавленных синклиналей), по сути дела, создававших обособленную лагуну. Во время грязевулканической деятельности в бассейне поступало огромное количество высокоминерализованных сопочных вод, сероводород и углеводородные газы. Эти компоненты, безусловно, повышали минерализацию вод в бассейне седиментации и видоизменяли их солевой состав, особенно в пределах лагун. По мнению автора, образование чокрак-караганских сульфатных пород в значительной мере происходило за счет сульфат-иона, продуцируемого при окислении сероводорода, привносимого сопочными водами. В этом плане интересен пласт ангидрита, вскрытый бурением в Горностаевской вдавленной синклиналии среди толщи сопочной брекчи, содержащей обильную чокракскую фауну.

Подавляющее большинство серопроявлений Керченского п-ова по отношению к вмещающим породам — вторично. Формы и размещение минерализационных полосостей, характерные ассоциации и зональность — все это убедительно свидетельствует об эпигенетическом характере минерализации самородной серы в сульфатно-карбонат-

ных породах. Тончайшие прослойки пелитоморфной серы в глинах в ассоциации с рыхлыми агрегатами кальцита образовались, по всей вероятности, в седиментогенезе за счет сероводорода, поступавшего в водоем по жерлам грязевых вулканов и разломным зонам.

Рассматривая перспективы открытия месторождений самородной серы в осадочных породах черноморского шельфа Керченского п-ова, отметим ряд признаков прогнозного характера.

1. Обнаруженные месторождения. Чекур-Кояшское самородной серы, в настоящее время выработанное, находится у южного окончания Параболического гребня, в непосредственной близости от Черноморского побережья. Кончекская вдавленная синклиналь, где в известняках найдена вкрапленная сера, расположена также на черноморском побережье, несколько западнее Чекур-Кояшского месторождения.

2. Структурные признаки. Зона Марфовского субмеридионального глубинного разлома, в пределах которой, как отмечалось, располагается большинство известных в настоящее время серопроявлений, протягивается до черноморского побережья. Вероятно, она простирается в шельфовую область. В непосредственной близости от берега в море располагаются скальные выходы сарматских известняков — Камни Корабли. Не исключено, что и структуры района Чекур-Кояшского месторождения простираются в этом же направлении. Возможен и второй вариант. По мнению Е. Ф. Шнюкова и П. И. Науменко,

структура, в пределах которой обнажаются сарматские известняки, является вдавленной синклиналью.

3. Геологические признаки. К ним относится широкое развитие грязевого вулканизма и его производных — вдавленных синклиналей. Весьма вероятно, что черноморский шельф также характеризуется развитием этого явления, широко распространенного на суше.

4. Стратиграфический признак. Большинство известных серопроявлений приурочено к чокрак-караганским отложениям; едипичные находки самородной серы известны в сармате. Именно эти отложения распространены на черноморском побережье и на шельфе.

5. Литолого-геохимические признаки. Сероносность в пределах Керченского п-ова связана с сульфат-карбонатными породами, залегающими среди песчано-алеврито-глинистых отложений. В случае появления в них самородной серы сульфат-карбонатные породы перерабатывались эпигенетическими процессами, приобретая ряд структурных и минералого-геохимических признаков. Именно такие признаки и обнаружены на Чекур-Кояшском месторождении и в известняках Кончекской синклинали.

Совокупность признаков, необходимых для появления самородной серы, отмечена на Черноморском побережье от горы Опук на востоке до горы Кончек на западе. На основании этого можно предположить, что в шельфовой зоне к югу от описанного участка, а также в соседних районах возможно нахождения серопроявлений.

Г Л А В А Х

**РАЗРАБОТКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДОННЫХ ПЕСКОВ
НА ШЕЛЬФЕ
ЧЕРНОГО МОРЯ
И ОХРАНА
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ**

Проведенные в последние годы в зоне черноморского шельфа Украины научно-исследовательские и производственные поисково-разведочные геологические работы показали, что пески и песчано-ракушечные смеси прибрежной акватории Черного моря являются реальным полезным ископаемым — ценным строительным материалом.

Как справедливо отмечали Е. Ф. Шнюков и О. Г. Сиденко [252], «освоение и эксплуатация залежей песков и гравийно-песчаного материала зачастую предшествовали их геологическому изучению». Плановые производственные геологические исследования черноморского шельфа Украины были начаты в 1972 г., хотя в довоенное время и в первые годы после Великой Отечественной войны различные организации на пляжах или на шельфе, в непосредственной близости от берегов, осуществляли бесконтрольную добычу песков. Всего в послевоенные годы в зоне пляжей и на мелководье для нужд народного хозяйства Южного экономического района было добыто, по самым скромным подсчетам, не менее 55—60 млн. м³ песков и песчано-гравийных смесей, в том числе в районе шельфа Крыма порядка 45-50 млн. м³. Истинные масштабы такой добычи в настоящее время определить трудно (рис. 88).

Имеющийся материал о геологическом и геоморфологическом строении черноморского шельфа Украины, с учетом практического опыта эксплуатации подводных карьеров позволяет рассмотреть рациональное использование основных месторождений и проявлений донных песков.

В самой западной части описываемого шельфа, от дельты Дуная до Сухого лимана близ Одессы, выявлены Алибейское и Терновское месторождения, Сергеевское, Черноморское и другие проявления песков. Этот район является исключительно перспективным на обнаружение крупных месторождений донных песков, что обусловлено привнесом большого количества обломочного материала Дунаем и Днестром — 8,6 млн. т/год или 100—200 млрд. т в течение голоцена [258]. Однако ожидаемые прогнозные запасы песков в прилегающей к этим рекам морской акватории не могут служить основанием для организации их добычи без проведения соответствующих исследований устойчивости коренных морских берегов. Работами проблемной лаборатории по инженерной геологии Одесского университета под руководством проф. Л. Б. Розовского были вскрыты причины, вызвавшие интенсивность оползневых явлений на одесском побережье и резкое сужение пересыпи в районе с. Сергеевки у Днестровского лимана; такие явления были обусловлены выемкой здесь в больших объемах донных песков в середине 60-х годов. Выяснилось, что мощность разгрузки потока наносов у с. Черноморки составляет не более 15 тыс., вдоль Днестровской пересыпи — около 40 тыс. м³/год, а изъятие донных песков в этих районах достигло 1 млн. м³/год. В результате был нарушен профиль равновесия; на восстановление его стал поступать обломочный материал, образовавшийся за счет размыва отложений пересыпи и коренного берега. В этой связи, при эксплуатации Алибейского

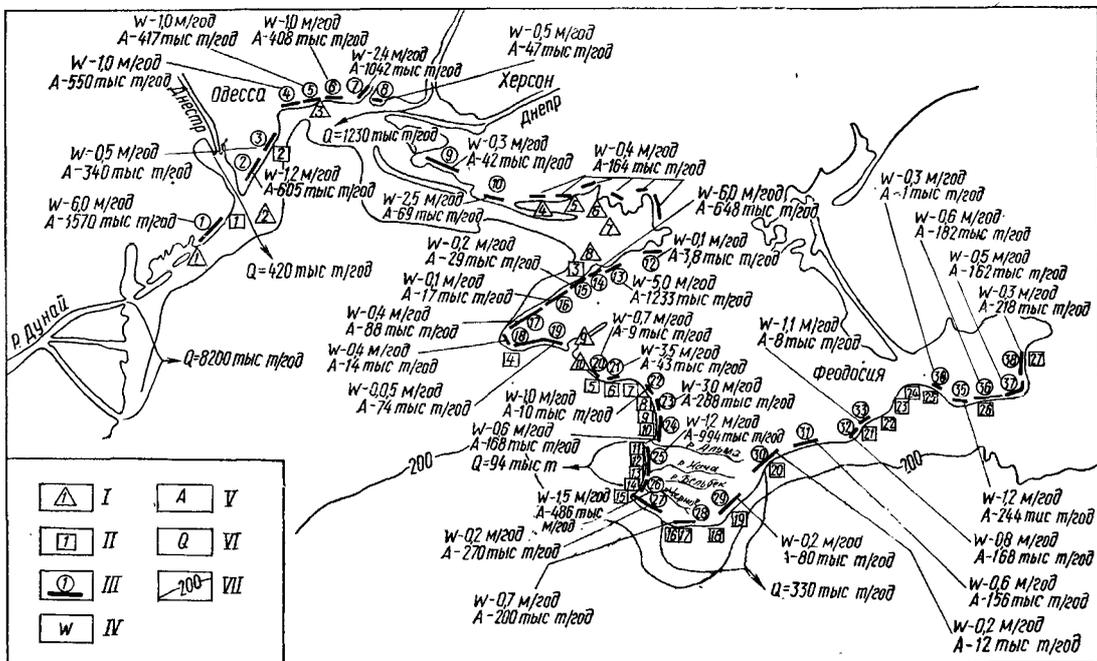


Рис. 88. Расположение на черноморском шельфе Украины месторождений и проявлений донных песков с элементами динамики абразии береговых склонов и поступления в зону шельфа обломочного материала:

I — месторождения донных песков, разведанные поисковыми геологоразведочными работами или предварительной разведкой: 1 — Алийское, 2 — Терновское, 3 — Одесская банка, 4 — Западно-Джарылгачское, 5 — Центрально-Джарылгачское, 6 — Восточно-Джарылгачское, 7 — Каланчакское, 8 — Бакальская банка, 9 — Донузлавское, 10 — Ойбурское; II — проявления донных песков в прибрежной зоне, подверженные бесконтрольной добыче в 50—70-е годы, периодически эксплуатирующиеся в настоящее время, на которых поисково-разведочные работы не проводились: 1 — Сергеевское, 2 — Черноморское, 3 — Бакальское, 4 — Лиманское, 5 — Витинское, 6 — Молочное, 7 — Сасыкское, 8 — Прибреженское, 9 — Каламитское, 10 — Аля-Кизил-Ярское, 11 — Кизил-Ярское, 12 — Орловское, 13 — Любимовское, 14 — Учкuevoe, 15 — Бельбенское, 16 — Батилиманское, 17 — Ясинское, 18 — Золотой пляж, 19 — Ялтинское, 20 — Алуштинское, 21 — Чалкинское, 22 — Двужорное, 23 — Феодосийское, 24 — Ближние Камыши, 25 — Приморское, 26 — Узунларское, 27 — Церковная банка; III — участки абразии размыта берегового склона: 1 — Бурнаский, 2 — Грибовский, 3 — Большесонганский, 4 — Дофиновский, 5 — Григорьевский, 6 — Тилигульский, 7 — Аджиасский, 8 — Очаковский, 9 — Тендеровский, 10 — Железнодорожный, 11 — Джарылгачский, 12 — Борисовский, 13 — Авроровский, 14 — Бакальский, 15 — Каменный, 16 — Ярылгачский, 17 — Ак-Мечетский, 18 — Караджинский, 19 — Тарханкутский, 20 — Витинский, 21 — Евпаторийский, 22 — Сакский, 23 — Кизил-Ярский, 24 — Альминский, 25 — Качинский, 26 — Учкuevoe, 27 — Гераклейский, 28 — Форосский, 29 — Ялтинский, 30 — Алуштинский, 31 — Алуштинский-2, 32 — Карадагский, 33 — Коктебельский, 34 — Двужорный, 35 — Приморский, 36 — Чаудинский, 37 — Карангатский, 38 — Яковенковский; IV — средняя годовая скорость абразии участка берегового склона, м; V — средний объем годового абразиионного смыва с участка берегового склона, тыс. т; VI — среднегодовой объем взвешенных и влекомых наносов твердой фазы стока рек; VII — изобаты;

и Терновского месторождений, залегающих на небольших глубинах (порядка 8—15 м), необходимо проводить исследова-

ования местного гидродинамического режима, осуществлять наблюдения за устойчивостью береговой зоны, испытывавшей самые значительные на черноморском побережье Украины неотектонические движения отрицательного знака — от 1,6 до 5,2 мм/год [230]. Разработка же песчаных отложений пляжа и прилегающей прибрежной полосы вообще недопустима, поскольку темпы абразии берегов на отдельных участках достигают 6 м/год [257, 258].

Весьма своеобразны районы Одесского залива, Днепроовского и Ягорлыцкого лиманов, Тендровского района и акватории Каркинитского залива южнее Тендровской косы. В них находится ряд аккумулятивных песчаных тел, сформировавшихся за счет твердого стока Юж. Буга и Днепра (около 1 млн. 230 тыс. т/год) и продуктов абразии коренных берегов (до 2 млн. 590 тыс. т/год)*. Наиболее крупной аккумулятивной структурой является Одесская банка с прогнозными запасами песков порядка нескольких миллиардов тонн. Учитывая ее исключительно большие размеры, значительную мощность ее песчаных тел, а также относительно не-

* Здесь и далее данные об объемах привноса в акваторию обломочного материала за счет твердого стока рек и абразии коренных морских берегов, а также сведения о скоростях разрушения последних приводятся по Ю. Д. Шуйскому [257—259].

большие скорости абразии в прилегающей прибрежной зоне (0,3 м/год на Тендровском участке, 1,0 на Дофиновском, Григорьевском, Тилигульском и 2,4 м/год на Аджиасском), можно считать, что разработка песков в южной или юго-западной части банки даже в значительных масштабах (до 1 млн. т/год) не должна оказывать отрицательного влияния на устойчивость северного побережья и Тендровской косы.

Значительный интерес для поисков месторождений донных песков представляет акватория Каркинитского залива, в вершине которого развиты крупные аккумулятивные песчаные тела, слагающие, в частности, группу Джарылгачских и Каланчакское месторождения, которые являются в настоящее время объектами добычи донных песков. В северной части акватории Каркинитского залива обособленное положение занимает Джарылгачский залив с исключительно специфическими гидродинамическими условиями и своеобразным геологическим строением. Клифы северного побережья высотой 4—5 м сложены лессовидными суглинками, скорость абразии которых не превышает 0,4 м/год, а объем абразионного смыва в залив составляет около 163 тыс. т/год. Песчаные берега о-ва Джарылгач являются аккумулятором огромных запасов кварцевого песка; они омываются с юга достаточно мощными потоками наносов, идущими с запада, от Тендры и с юга, из Каркинитского залива [95]. Другие аккумулятивные тела Джарылгачского залива довольно высоко возвышаются на морском дне, глубина которого не превышает 5—10 м; это указывает на существование здесь относительно спокойного гидродинамического режима.

Количественные параметры мощности потоков наносов в Джарылгачском заливе не определялись и поэтому трудно судить, восполняет ли их разгрузка объем добычи донных песков в настоящее время. Наиболее вероятно, что современные процессы формирования песчаных аккумулятивных тел в заливе достаточно скромны и добыча существенно превышает привнос песчаного материала. Тем не менее, привлекая во внимание значительные запасы песков в аккумулятивных телах (порядка 200—250 млн. м³), можно считать, что их разработка в объеме до 1 млн. м³/год не окажет в ближайшие годы резко от-

рицательного влияния на режим северных берегов залива и ограничивающих его с юга берегов Джарылгачской косы при условии, что добыча песков будет осуществляться разумно, рассредоточенно, без образования на дне залива крупных депрессионных воронок, нарушающих профиль подводного склона.

В южной части Каркинитского залива развито крупное аккумулятивное тело под названием Бакальская банка; оно сформировалось в основном за счет материала, поступающего ежегодно в количестве до 2,0 млн. т/год в результате интенсивной абразии берегов Авровского (5,0 м/год) и Бакальского (6,0 м/год) участков Крымского п-ова. Умеренная добыча песков на Бакальской банке (до 200 тыс. м³/год) вряд ли существенно изменила бы гидродинамический режим района, однако разработка песков была запрещена, поскольку эта аккумулятивная форма является перестилищем промысловых рыб.

Участок побережья от мыса Тарханкут до Евпатории, сложенный карбонатными породами неогена и в меньшей мере — четвертичными суглинками, характеризуется низкими темпами абразии клифов (от 0,05 м/год на Тарханкутском участке до 0,7 на Витинском). Лишь вблизи Евпатории скорость разрушения берегов, сложенных суглинками, достигает 3,75 м/год. Обломочный материал, поступающий в прибрежную зону, имеет исключительно абразионный характер. Количество его сравнительно невелико — около 125 тыс. т/год. Направление потоков наносов от мыса Тарханкут и Евпатории в сторону озер Донузлав и Ойбурского обусловило расширение здесь зоны пляжей и аккумуляцию небольшого количества песков. Продолжение эксплуатации месторождения песков в Донузлавском озере в силу такой гидродинамической обстановки не может существенно нарушить режим побережья этого района. Перспективы выявления месторождений строительных песков в удаленных от берега участках шельфа, в зоне изобат 25—40 м можно будет оценивать после завершения работ по составлению литологической карты достаточно детального масштаба.

Исключительный интерес для расширения базы строительных материалов представляет Каламитский залив,

особенно его южная часть, куда поступает до 2 млн. т. наносов в год за счет размыва коренного берега, сложенного мощной толщей плиоцен-плейстоценовых отложений разнообразного состава (от суглинков и песчанистых глин до песчаников и конгломератов) и твердый сток рек Альмы, Качи, Бельбека и Черной в количестве около 100 тыс. т/год. Кроме того, небольшой мощности вдоль береговой поток наносов, движущийся с юга в направлении оз. Сасык поставляет до 140 тыс. т/год терригенного материала [4]. Таким образом, можно считать, что не менее 1,9 млн. т наносов в год аккумулируется в прибрежной зоне южной части залива, остальное количество уносится в западном направлении в зону больших глубин.

В районе Каламитского залива до 1965 г. интенсивно разрабатывалось Сакское месторождение песчано-гравийных смесей, разведанных трестом Днепрогеология на одноименной пересыпи; здесь долгое время функционировал крупный карьер, находившийся в непосредственной близости от морского берега. В результате эксплуатационных работ перемычка, отделявшая карьер от моря, постепенно сужалась, образовался довольно значительный изгиб береговой линии и наметилась тенденция к сокращению зоны пляжа в прилегающих к карьере участках. Возникла опасность увеличения фильтрации морских вод в озеро и в связи с этим неизбежного изменения солевого режима и свойств грязей уникального бальнеологического курорта страны. Поэтому была прекращена эксплуатация Сакского месторождения на пересыпи, а карьер перенесен на подводный склон моря.

Однако и здесь добыча песков вызвала образование на дне значительных пологих углублений и миграцию по ним песчано-гравийного материала из зоны пляжа. В результате резко сократилась ширина пляжей в средней и северной частях залива и существенно активизировались процессы абразии и разрушения берегов. Всего в пределах Сакского подводного карьера было добыто около 15 млн. м³ песчано-гравийных осадков, что обусловило большой дефицит наносов в заливе [4]. Это вызвало на отдельных участках залива увеличение скорости размыва берегов до 11 м/год и отступление береговой линии на 200—220 м. Для восстановления

аккумулятивных берегов северной части Каламитского залива при условии прекращения даже незначительного изъятия донных песков потребуется не менее 200 лет [4]. В южной же части залива, ограниченной изобатами 15—20 м, на участке от устья Альмы до устья Бельбека добыча донных песков в объеме 500 тыс. т/год вполне допустима, учитывая значительный привнос наносов реками и достаточно умеренные темпы абразии коренных берегов (от 0,6 м/год на Альминском участке до 1,5 на Учкучевском). При этом особого внимания заслуживают развитые на дне залива два крупных подводных вала — реликтовые береговые формы, сложенные кварц-ракушечными песками и погребенные под слоем ила мощностью 1—1,5 м [95].

Достаточно интенсивно разрабатывались песчано-гравийные осадки с 1952 по 1975 г. в Ялтинской бухте, в непосредственной близости от берега, с глубин 6—11 м. В результате эксплуатации Ялтинского месторождения на дне бухты в 250—300 м от набережного проспекта возник обширный подводный карьер (рис. 89). Протяженность его вдоль берега немногим более 2 км, ширина 100—500 м, глубина воронок до 5—7 м при диаметре порядка 14—15 м. Углы наклона внутри воронок составляют 45—50°, их склоны довольно обильно покрыты колониями мидий.

Сопоставление профилей дна зоны рефулирования в бухте, по данным водолазных маршрутов и батиметрического картирования 1966, 1972—1973 г.г., показало, что глубина дна в районе карьера постоянно увеличивалась. Проведенные расчеты показали, что общий за все годы добычи дефицит песчано-гравийных осадков составил около 6 млн. т, в то время как ежегодный привнос обломочного материала в столь значительную акваторию составляет не более 200 тыс. т. Таким образом, более 20 лет здесь велась добыча статических, практически не восполняемых осадков, которые, весьма вероятно, придавливают древние оползни подводного склона этого региона.

Вначале предполагалось, что в Ялтинской бухте существует сплошной вдольбереговой уступ, исключаящий утечку обломочного материала из зоны пляжа в зону рефулирования [96]. Однако анализ батиметрической карты ак-

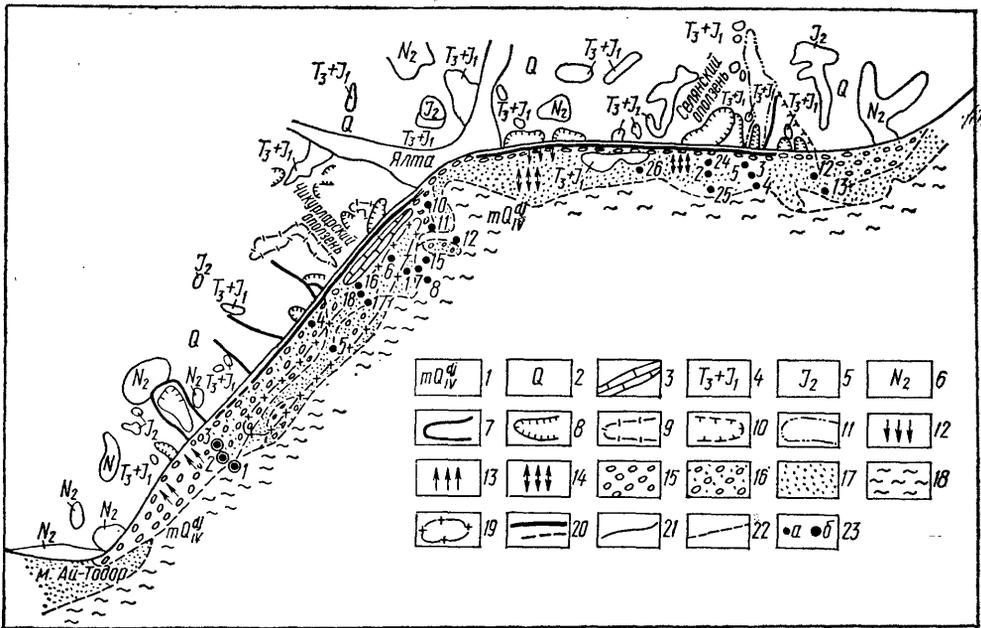


Рис. 89. Геолого-литологическая схема Ялтинской бухты:

1 — джеметинские слои, 2 — разновозрастные четвертичные слои, 3 — глыбовый навал, 4 — аргилито-песчаная толща таврической свиты триаса и юры, 5 — карбонатно-глинистые и песчано-туфогенные породы юры, 6 — известковистые и песчано-глинистые отложения среднего миоцена, включая массандровские слои; границы оползня: 7 — стабилизировавшегося, 8 — неясно выраженные, 9 — предполагаемые, 10 — активного оползня, 11 — оползневой района; 12 — участки активных смещений берегового обрыва; абразия: 13 — слабая, 14 — интенсивная; отложения: 15 — гравийно-галечниковые, 16 — песчано-гравийные, 17 — пески, 18 — илы, 19 — район рефулвирования песчано-гравийных осадков, 20 — берегоукрепительные сооружения; границы: 21 — геологические, 22 — литологические; 23 — сваи: а — морской партии Крымской КГРЭ, б — Черноморской геофизической экспедиции

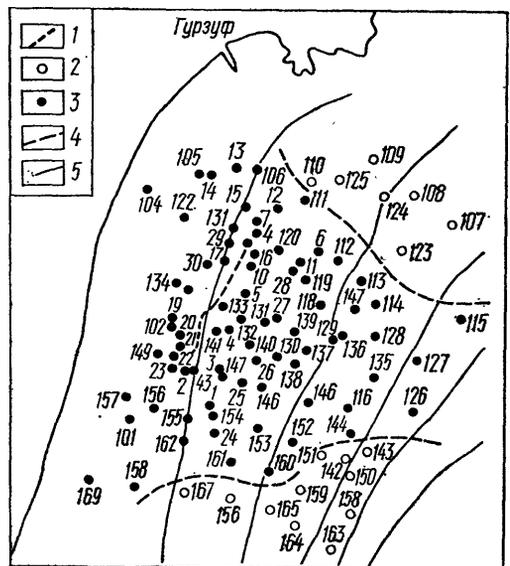
ватории южнобережного шельфа и материалов звуковой геолокации по большому количеству профилей позволили выявить на континентальном склоне ряд подводных каньонов и погребенных речных долин. Головная часть одного из каньонов располагается в непосредственной близости от берега, в 4,5 км от мыса Аюдаг.

Для проверки влияния этого каньона на гидродинамический режим прибрежной акватории в Гурзуфской бухте на глубинах 12—14 м были выброшены керченские оолитовые руды, отвечающие гидродинамической крупности развитых здесь донных осадков. Изучение проб, отобранных со дна бухты спустя четыре месяца, показало наряду с незначительным разносом материала к берегу и вдоль него четкую миграцию оолитов на глубину, в сторону подводного каньона (рис. 90).

На основании полученных результатов исследований с учетом высокой сейсмичности и активных оползневых процессов на южном берегу Крыма сделан вывод о недопустимости извлечения песчано-гравийных осадков на участке шельфа между мысами Айтодор и Аюдаг и с 1975 г. добыча донных песков в Ялтинской бухте и близлежащих

Рис. 90. Миграция донных осадков в Гурзуфской бухте:

1 — место засыпки икряных железных руд; пробы: 2 — в которых оолиты икряных руд не были встречены, 3 — содержащие оолиты икряных руд; 4 — контуры миграции материала на глубину, 5 — изобаты



акваториях южнобережного шельфа была приостановлена.

Шельфовая зона от Феодосии до Керченского пролива по геолого-геоморфологическому строению довольно существенно отличается от таковой южного берега Крыма. Углы наклона дна здесь очень пологие до изобаты 100 м, а сама изобата удалена от берега более чем на 20 км. На пляже и в прибрежной зоне до изобаты 20 м развиты кварцевые мелкозернистые пески с примесью детритового материала. В Феодосийском заливе разработка донных песков проводилась в 50—60-х годах на участках Чалкинского, Двухякорного, Феодосийского, Приморского проявлений и у Ближних Камышей. В результате ширина пляжей в заливе и в районе мыса Киик-Атлама резко уменьшилась, и поэтому добыча песков здесь в 1967 г. была прекращена.

Берега Юго-Западной равнины и более восточной части Керченского п-ова сложены майкопскими глинами, глинистыми и известковистыми породами неогенового возраста. Скорость их абразии колеблется от 0,3 м/год в пределах Двухякорного участка до 1,2—1,3 на Приморском и Яковенковском. Привнос абразионного материала в прибрежную зону от оз. Чурубаш до оз. Качик весьма существенен, порядка 800 тыс. т/год. На этом участке черноморского шельфа донные пески добывались в пределах Церковной банки в Керченском проливе. Каких-либо резко отрицательных явлений в береговой зоне пролива отмечено не было. Сейчас эксплуатация этого подводного карьера прекращена по настоянию органов рыбоохраны.

Накопленный опыт эксплуатации подводных карьеров свидетельствует, что изъятие терригенного материала из береговой зоны неизбежно приводит к образованию дефицита наносов на аккумулятивных, но особенно на абразион-

ных участках берега. Очень нежелательна добыча донных песков в прибрежных акваториях, к которым примыкает континентальный склон с развитой сетью подводных каньонов.

Моделирование динамики формирования поперечного профиля подводного склона с учетом результатов эксплуатации подводных карьеров северо-западной части Черного моря позволило Л. Б. Розовскому сделать такие выводы относительно разработки строительных песков на дне моря: а) размыв берегов и подводного склона не будет происходить при изъятии песков глубже изобат 25—30 м, б) размыв берегов будет незначительным в районах полной разгрузки достаточно мощных потоков наносов, в) размыва берегов может не быть при условии, что песчаная аккумулятивная форма питается за счет размыва бенча.

В настоящее время в Южном экономическом районе сложилась напряженная обстановка с обеспечением строительных песками. В пределах территории деятельности объединения Крымгеология балансом учтено 37 континентальных месторождений строительных песков с общими запасами порядка 230 млн. м³; из них эксплуатируются лишь 10 с суммарными запасами около 35 млн. м³. Остальные месторождения либо расположены на пахотных угодьях и пляжах, либо не соответствуют требованиям ГОСТа и в разработку не вовлекаются. Поэтому реальные перспективы создания мощной базы строительных песков могут быть связаны только с шельфовой зоной в пределах изобат 25—40 м. Разработка таких месторождений полностью исключает нарушение сложившегося гидродинамического режима в прибрежной зоне и гарантирует сохранение устойчивости береговых склонов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе изложены сведения о геологическом строении шельфа Украины, условиях осадкообразования в его пределах и характерных для него минерально-сырьевых ресурсах.

Хотя уровень геологической изученности Черноморского шельфа Украины еще нельзя считать достаточно высоким, на основании имеющихся данных уже сейчас можно утверждать, что этот регион перспективен на ряд важных полезных ископаемых — строительные пески, железные руды, железомарганцевые конкреции, россыпи тяжелых минералов, соли, лечебные грязи, субмаринные источники пресных подземных вод.

Шельф Черного моря в пределах Украинской ССР располагается в основном в переходной зоне — между юго-западной окраиной Восточно-Европейской платформы и эпигерцидским складчатым основанием Скифской плиты. Это наложило отпечаток на геологическое строение района и связанные с ним полезные ископаемые; кроме того, некоторые виды минерального сырья непосредственно связаны с особенностями современного осадконакопления на шельфе.

Наиболее важным видом твердых полезных ископаемых на шельфе Черного моря являются строительные материалы, представленные в основном песками. Пески кварцевого состава приурочены к северо-западному шельфу Черного моря, куда впадают такие крупные речные артерии, как Днепр, Юж. Буг, Днестр. Песчаный материал сносится с УЦ, частично с горной системы Карпат. Преимущественно кварцевым составом характеризуются пески Керченского пролива, куда снос терригенного материала осуществляется палео-Доном и Кубанью. Отложения платформенных

структур служили основным источником рудных минералов, образовавших в прибрежной зоне северо-западного шельфа небольшие россыпи и россышепроявления ильменита, циркона, рутила.

Проведенными исследованиями уточнены контуры Азово-Черноморской неогеновой железорудной провинции, на керченско-таманском подводном склоне установлено продолжение некоторых рудных структур, что расширяет перспективы поисков рудных залежей в пределах внутреннего черноморского шельфа. На шельфе Крыма выявлены железомарганцевые конкреции, установлена их связь с продуктами разрушенных пород Крымских гор, показано многослойное строение рудоносного пласта, выяснены основные вопросы вещественного состава и генезиса конкреций, проведено сопоставление с находками железомарганцевых конкреций на болгарском и румынском шельфе.

В пределах Черноморского шельфа широко развиты пресные подземные воды. В работе впервые обобщены материалы о субмаринной разгрузке пресных подземных вод и дана оценка этого стока. Наиболее перспективными участками для выявления таких вод являются зоны тектонических нарушений и палеодолины крупных рек. Наряду с использованием других полезных ископаемых шельфовых областей утилизация этих вод представляет большой практический интерес. Поэтому следует расширить объем теоретических и экспериментальных работ по картированию и оценке эксплуатационных ресурсов подземного стока в акваторию Черного моря. Для этого, наряду с максимальным учетом природных гидрогеологических структур шельфовой зоны и прилежащих территорий, необходимо

широко использовать современные методы точных наук и современные технические средства. В частности, для изучения взаимосвязи континентальных и морских гидрогеологических систем следует создать постоянно действующие модели тепло- и массопереноса гидродинамических систем крупных регионов, выполнять режимные дистанционные съемки прибрежных акваторий в ИК-, СВЧ- и других диапазонах с целью картирования пульсаций субмаринного стока, доработать теоретические основы расчетных методов, которые, к сожалению, не всегда дают надежные результаты.

При оценке условий формирования зон субмаринной разгрузки необходимо учитывать палеогеографический аспект проблемы, различая трещинно-пластовую разгрузку подземных вод и трещинно-каверновую разгрузку карстовых вод, часто движущихся по крупным, хорошо проработанным каналам. Расчеты свидетельствуют, что даже в современном соотношении плотностей столбов пресной и морской воды для возникновения активной субмаринной разгрузки достаточно снижения уровня моря на 9—10 м. Между тем на протяжении антропогена уровень Черного моря несколько раз снижался до отметок — (30—70) м и даже до отметок — (100—110) м. Одновременно происходило глубокое опреснение Черноморского бассейна, достигающее 6—10 % [164]. Это способствовало резкому повышению приведенных напоров карстовых источников и проработке карстовых водоносных систем в субаральных условиях. При последующих трансгрессиях эти системы были подтоплены морем, но продолжали оставаться путями наиболее активной очаговой разгрузки подземных вод.

Таким образом, при разведке и поисках зон субмаринной разгрузки необходимо учитывать не только ее современный тип и геолого-гидрогеологические особенности района, но и особенности его палеогидрогеологии. Необходима разработка комплексной программы изучения субмаринной разгрузки подземных вод.

При накоплении фактических материалов, которое следует вести одновременно с геологическими исследованиями шельфа, необходимо получить массовые данные о мощностях, фильтрационных свойствах и геохимических

особенностях донных отложений в местах вероятной субмаринной разгрузки. Наибольшее практическое значение может иметь изучение условий очаговой разгрузки карстовых вод.

На Черноморском побережье Украины насчитывается более 20 месторождений лечебных грязей. В настоящее время для грязелечения используются только пелоиды Будакского и Куяльницкого лиманов и оз. Сакского. Формирование месторождений приморских лечебных грязей связано с историей геологического развития Черного моря, осуществляясь в отделенном от моря пересыпью водоеме под действием геологических, физико-химических и биологических факторов при повышенной солености в восстановительной среде. Взаимодействие твердой и жидкой фаз осадка в присутствии электролитов (порых растворов), концентрация которых может достигать 320 г/л, определяет водно-физические и физико-механические свойства грязей, придавая им лечебные свойства в отличие от свойств илов Черного моря. Запасы лечебных грязей в рассматриваемом регионе позволяют увеличить здесь масштабы бальнеологического лечения трудящихся.

На протяжении геологической истории Черного моря на его современном побережье в лиманах и соляных озерах накопились существенные запасы минеральных солей (хлориды и сульфаты кальция, натрия, калия и др.), исчисляемые десятками миллионов тонн. Рассмотренные условия образования этих солей позволили предложить рекомендации по их комплексной переработке с учетом требований охраны окружающей среды.

В целом, как свидетельствуют проведенные исследования, минерально-сырьевые ресурсы шельфа Украинской ССР, уже в настоящее время частично используемые в народном хозяйстве (строительные пески, соли, лечебные грязи), имеют большие перспективы для вовлечения в народнохозяйственное использование в будущем (железные руды, железо-марганцевые конкреции, субмаринные пресные воды и др.). Поэтому первоочередной задачей является усиление опытно-промышленных геологических исследований на шельфе с целью количественной оценки его ресурсов и условий их промышленного использования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абиз Г. В.* Месторождение магнитного железняка на берегу Черного моря (реки Сужа, Катамба).— Геол. журн., 1856, ч. 3.
2. *Азманов А.* Черноморский магнетитовый сыск (исследование върху неговия състава, происход и технология.— Химия и индустрия, 1957, № 3, 5.
3. *Айбулатов Н. А., Аксенов А. А., Невеский Е. Н.* Экспериментальные исследования динамики тяжелых минералов.— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе.— М.: Наука, 1978, с. 79—89.
4. *Айбулатов Н. А., Буданов В. И., Шуйский Ю. Д.* Антропогенный фактор в развитии береговой зоны морей.— Вод. ресурсы, 1979, № 3, с. 161—172.
5. *Аксенов А. А.* О рудном процессе в верхней зоне шельфа.— М.: Наука, 1972.— 158 с.
6. *Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А.* Вопросы образования прибрежно-морских россыпей.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1965, 76, с. 5—53.
7. *Андрусов Н. И.* О необходимости глубоководных исследований в Черном море.— Изв. Рус. геогр. о-ва. Геогр. изв., 1890, 26, вып. 2, с. 171—185.
8. *Андрусов Н. И.* Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции 1890 г.— Изв. Рус. геогр. о-ва. Геогр. изв., 1890, 26, вып. 2, с. 380—400.
9. *Андрусов Н. И.* Некоторые результаты экспедиции «Черноморца». К вопросу о происхождении сероводорода в водах Черного моря.— Изв. Рус. геогр. о-ва. Геогр. изв., 1892, 28, вып. 4, с. 370—397.
10. *Андрусов Н. И.* Геотектоника Керченского полуострова.— Материалы по геологии России, 1893, 16, с. 63—336.
11. *Андрусов Н. И.* Палеогеография Причерноморья.— Природа, 1927, № 6.
12. *Андрусов Н. И.* Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов.— Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 395—525.
13. *Андрусов Н. И.* Несколько слов о международном плавучем Институте. Einige Worte über das internationale schwimmende Institut.— Verhandl. geol. Reichsanst. in Wien, 1898, N 13, S. 292—296. Избранные труды. М.: Наука, 1965, 4, с. 73—76.
14. *Андрусов Н. И.* Геологические исследования на Таманском полуострове.— Изб. тр., т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 593—607.
15. *Андрусов Н. И.* La mer Noire (Черное море).— В кн.: Guide des excursions du 7 Congres geologique international.— St. Petersburg, 1897, p. 1—13. Черное море.— Избр. тр. М.: Наука, 1965, 4, с. 119—127.
16. *Артеменко В. И., Маловицкий Я. П.* Морская геотермическая съемка.— М.: Недра, 1979.— 103 с.
17. *Арутюнянц Р. Р., Иванов В. В., Пастушенко Ю. П.* Сульфидные и иодно-бромные воды курорта Большие Сочи.— Тр. Ин-та курортологии и физиотерапии. 1977, 34.
18. *Архангельский А. Д., Блохин А. А., Осипов С. С.* Геологические исследования в восточной части Керченского полуострова в 1926 г.— Тр. ГГРУ, 1930, вып. 13, с. 7—46.
19. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря.— Л.: Изд-во АН СССР, 1938.— 226 с.
20. *Бабинец А. Е., Митропольский А. Ю., Ольштынский С. П.* Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря.— Киев: Наук. думка, 1973.— 160 с.
21. *Бабинец А. Е., Руди М. Д.* О факторах метаморфизации поровых вод в лиманных влах юга Украины на ранней стадии диагенеза.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 8, с. 675—677.
22. *Бабинец А. Е., Сузоребры А. А.* О гидрохимических особенностях донных отложений лиманов северо-западного Причерноморья.— Геол. журн., 1981, 41, № 2, с. 104—111.
23. *Барковская М. Г.* Закономерности распределения тяжелых минералов в полосе пляжа и на шельфе советского побережья Черного моря.— В кн.: Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках.—

- Тр. Ин-та геологии ЛатвССР. Рига, 1960, с. 71—82.
24. Барковская М. Г. Некоторые закономерности образования в водоемах промышленных концентраций тяжелых минералов.— Геология руд. месторождений, 1963, № 1, с. 50—64.
 25. Батоян В. В. О проявлениях субмаринной разгрузки подземных вод в пределах черноморского шельфа.— В кн.: Материалы XI науч. конф. аспирантов и молодых ученых.— М.: ВНИИТИ, 247—76 Деп., 1976.
 26. Батоян В. В., Брусиловский С. А. Пресные воды на дне Черного моря.— Природа, 1976, № 7, с. 51.
 27. Батырев В. А., Рыдник В. И. О количественном рентгеноспектральном микроанализе многокомпонентных систем.— Заводская лаборатория, 1970, № 6, с. 672.
 28. Базман В. И. Метаморфизация природных растворов в грязевых отложениях.— В кн.: Лечебные грязи СССР. М.: 1971, с. 33—36.
 29. Базман В. И., Овсянникова К. А., Вадковская А. Д. Методика анализа лечебных грязей (пелоидов).— М.: Изд-во ЦНИИ курортологии и физиотерапии, 1965.— 142 с.
 30. Базман В. И., Прокопьева Е. Ф. Растворенные газы в иловых отложениях (грязях).— Гидрохим. материалы, 1953, 21, с. 144—151.
 31. Безруков П. Л., Лисицин А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, 32, № 6, с. 3—16.
 32. Беленький М. С. Методика курортного грязелечения.— Киев: 1963.— 129 с.
 33. Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Наука, 1975.— 262 с.
 34. Бергер М. Г., Саркисян С. Г., Корж М. В. О совершенствовании методов палеогеографических исследований по терригенным минералам.— В кн.: Палеогеографические исследования в нефтяной геологии. М.: Наука, 1979, с. 7—23.
 35. Вилибин Ю. А. Основы геологии россыпей.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 472 с.
 36. Благоевлин Н. С. Геоморфология Керченско-Таманской области.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 191 с.
 37. Блинов В. А. Генетическая классификация россыпных месторождений титана и промышленное значение различных их типов.— В кн.: Россыпные месторождения титана СССР. М.: Недра, 1976, с. 249—265.
 38. Бобривич А. П., Дружинин Л. Н., Смирнов Г. И., Тарасюк О. Н. Платформенные алмазоносные формации Украины.— В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев.: Наук. думка, 1975, с. 533—541.
 39. Богомолов Г. В., Силин-Бекчурин А. И., Духанина В. И. и др. Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур.— Минск: Наука и техника, 1971.— 335 с.
 40. Богословский В. А., Огильви А. А. О возможностях геофизических методов при изучении разгрузок пресных вод в прибрежных зонах морей.— Вод. ресурсы, 1973, № 1, с. 178—185.
 41. Богуславский С. Г. Годовой ход коэффициента турбулентной теплопроводности по вертикали в море.— Тр. Мор. гидрофиз. ин-та, 1958, № 13, с. 3—13.
 42. Братусь О. С. Вещественный состав пляжей Крымского полуострова.— Докл. АН СССР, 1965, 165, № 2, с. 399—402.
 43. Брашнина И. А. О возможности изучения субмаринной разгрузки карстовых вод электрокоротажным методом.— Новости карстоведения в спелеологии, 1963, № 3, с. 62—65.
 44. Брусиловский С. А. О возможности оценки субмаринного стока по его геохимическим проявлениям.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1971, вып. 2, с. 9—13.
 45. Буачидзе И. М., Мелива А. М. К вопросу разгрузки подземных вод в Черное море в районе г. Гагра.— В кн.: Тр. н.-и. лаб. гидрогеологии и инж. геологии Груз. политехн. ин-та, 1967, № 3, с. 17—24.
 46. Булава Ю. Д., Трофимов В. С. Некоторые закономерности распределения тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях на северном побережье Черного моря.— Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1965, 30, с. 5—71.
 47. Булкин Г. А. Минерали группы самородных металлов в алювиальных відкладах Крыма.— Доп. АН УРСР, 1959, № 6, с. 662—665.
 48. Булкин Г. А., Пономарь В. С. О минеральном составе и гнетизисе отложений современного пляжа западного берега Крыма.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 6, с. 1265—1268.
 49. Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений.— М.: Медгиз, 1956.— 228 с.
 50. Бурксер Е. С. Сололи озера та лимани України.— Тр. фіз.-мат. відділу. Всеукр. АН, 1928, 8, № 1.
 51. Бурксер Е. С., Понизовский А. М., Мелешко Е. П. Бром в соляных водоемах Крыма, Причерноморья и Приазовья.— В кн.: Комплексное использование соляных ресурсов Сиваша и Перекопских озер. Киев: Изд-во АН УССР, 1958, с. 152—160.
 52. Бугузова Г. Ю. К минералогии осадков Черного моря.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 46—54.
 53. Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках (методика исследований).— М.: Мир, 1977.— 215 с.
 54. Вайсфельд Д. Н., Голуб Т. Д. Лечебное применение грязей.— Киев: Здоров'я, 1980.— 141 с.
 55. Валишко М. Г. Галит, основные его разновидности, встречающиеся в соленых озерах, и их структурные особенности.— В кн.: Соляные озера, методы их изучения и пути использования. М.: Госхимиздат, 1952, с. 25—53. (Тр. ВНИИГ; Вып. 23).
 56. Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Цымбал С. Н. Украинский кристаллический щит, Днепровско-Донецкая и Причерноморская впадины.— В кн.: Россыпные месторождения титана СССР. М.: Недра, 1976, с. 101—137.
 57. Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1977, № 6, с. 12—22.
 58. Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций суль-

- фидов железа в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, 67, с. 101—134.
59. Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диagenезе осадков Черного моря.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 134—182.
 60. Волков И. И., Тихомирова А. А. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 4, с. 24—37.
 61. Габуния К. Н. Магнитные пески Черноморского побережья.— В кн.: Минеральные ресурсы Грузии.— Тбилиси, 1933, с. 132—137.
 62. Геворкян В. Х., Павлов А. В., Митин Л. И. и др. Подводные исследования Каламитского поля конкреций с помощью глубоководного аппарата.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 1, с. 6—9.
 63. Гидрогеология СССР. Т. 5. Украинская ССР.— М.: Недра, 1971.— 614 с.
 64. Гидрогеология СССР. Т. 8. Крым.— М.: Недра, 1970.— 364 с.
 65. Гидрогеология СССР. Т. 10. Кавказ.— М.: Недра, 1970.— 404 с.
 66. Гиринский Н. К. Грунтовые потоки в однородных образованиях морских побережий.— Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1947, 3, с. 180—200.
 67. Гиринский Н. К. Напорный поток пресных вод в однородных пластах морских побережий.— Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1950, 9, с. 164—185.
 68. Глазовский Н. Ф., Иванов В. А., Мехетели А. В. Об изучении субмаринных источников.— Океанология, 1973, 13, вып. 2, с. 249—254.
 69. Гожик П. Ф., Шевченко А. И. Положение и строение чаудинских отложений в стратотипическом разрезе.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наук. думка, 1974, с. 150—158.
 70. Гончар Г. Я. Гідродинамічні та гідрохімічні градієнти підземних вод Північно-Західного Причорномор'я.— В кн.: Геологія узбережжя і дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР. Київ: Наук. думка, 1975, вып. 8, с. 67—73.
 71. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины.— М.: Наука, 1972.— 158 с.
 72. Горбатов Ю. И., Кованов Е. С., Шелковников Н. К. О временной устойчивости вертикальных профилей градиентов температуры в придонном слое моря.— Вестн. Моск. ун-та, Сер. Физика, Астрономия, 1974, с. 747—749.
 73. Горещкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра.— М.: Наука, 1970.— 491 с.
 74. Горькова И. М. Глинистые породы и их прочность в свете современных представлений коллоидной химии.— Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1957, 15, с. 26—52.
 75. Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород.— М.: Наука, 1965.— 128 с.
 76. Гурич С. И., Бологова А. И. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков.— М.: Недра, 1968.— 186 с.
 77. Гурьева З. И., Шарков В. В. Геологическое строение подводного склона юго-западной части Таманского полуострова.— Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР, 1960, 9, с. 83—100.
 78. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Мехетели А. В. Подземный сток в моря и Мировой океан.— М.: Наука, 1977.— 93 с.
 79. Джанджгава К. И., Яшвили Г. Е. Инженерно-геологические условия шельфа Южной Колхиды в связи с проблемой подводной добычи магнетитовых песков.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии. Тбилиси, 1977, с. 140—146.
 80. Дзенс-Литовский А. И. Гидрогеологические условия Евпаторийской группы Крымских соляных озер.— Вод. богатства недр, 1934, № 5, с. 178—196.
 81. Дзенс-Литовский А. И. Тарханкутский полуостров.— В кн.: Очерки по физикогеографии Крыма. М.; Л.: 1938, вып. 2, с. 5—68.
 82. Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия формирования морских пляжей, соленых озер и минеральных грязей Крыма и перспективы их использования для лечебных целей.— В кн.: Конференция по исполъз. природ. лечеб. ресурсов УССР. М.: с. 60—62.
 83. Дзенс-Литовский А. И., Морачевская О. Г. Соляные озера Азово-Черноморского побережья и Степного Крыма.— Тр. УкрНИИ соляной пром., 1962, Ч. 1, вып. 4, с. 16—70.
 84. Дружинин Л. Н. Условия формирования минерального состава пляжей, пересыпей и кос северно-западного побережья Черного моря.— В кн.: Современные экзогенные процессы. Киев: Наук. думка, 1968, с. 53—54.
 85. Дымов А. М. Технический анализ.— М.: Металлургия, 1964.— 335 с.
 86. Дядченко М. Г., Зерисцький Б. Ф., Ткаченко Т. О. До мінералогії лиманних пісків району с. Станіслава Херсонської області.— Докл. АН УРСР, 1960, № 9, с. 1263—1265.
 87. Дядченко М. Г., Ткаченко Т. А. Современные морские и лиманные отложения Украины и их вещественный состав.— В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, ч. 2, с. 154—159.
 88. Егунов М. Сернистое железо и водная окись железа в почвах лиманов Черного моря.— Ежегодник по геологии и минералогии России. Спб., 1896.
 89. Елисеев В. И. Россыпи береговой области зарубежных стран и их генетические типы.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 33—43.
 90. Емельянов В. А. Физико-механические свойства глубоководных осадков Черного моря.— Препринт АН УССР. Институт геологических наук, Киев. 1977.— 46 с.
 91. Еременко Г. К., Борисов В. В., Юрк Ю. Ю., Бобрисевич О. П., Смірнов Г. Н. Попередні дані про алмазопосність сучасних відкладів північного узбережжя Азовського моря.— Докл. АН УРСР. Сер. Б, 1967, № 1.
 92. Ефремов И. Ф. Периодические коллоидные структуры.— Л.: Химия, 1971.— 192 с.
 93. Заугташвили В. З. К вопросу об аккумуляции марганца в районе устья р. Риони.— Сакартвелос, Мецниереба Академ-

- вне моамбе. Сообщ. АН Груз. ССР, 1974, т. 73, № 3, с. 637—640.
94. *Земная кора и история развития Черноморской впадины.*— М.: Наука, 1975.— 213 с.
 95. *Зенкович В. П.* Берега Черного и Азовского морей.— М.: Географиздат, 1958.— 210 с.
 96. *Зенкович В. П.* Морфология и динамика Советских берегов Черного моря.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 2.— 216 с.
 97. *Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 405 с.
 98. *Зернов С. А.* К вопросу об изучении жизни Черного моря.— Зап. Имп. Акад. наук, 1913, 32, № 1, с. 1—283.
 99. *Зорина И. П.* Жемчуг.— Природа, 1967, № 6, с. 64—70.
 100. *Зорина И. П.* Жемчуг.— Знания, 1972.
 101. *Иванов А. И.* Мадия Черного моря и перспективы их промысла.— Автореф. дис. ... канд. биол. наук.— Одесса, 1968.— 22 с.
 102. *Иванов Б. Н.* Принципы карстологического районирования Горного Крыма.— В кн.: Тр. научн. совещ. по природ.-геогр. районированию УССР.— Киев: Изд-во Киев. гос. ун-та, 1961, с. 159—161.
 103. *Иванов В. В., Малахов А. М.* Генетическая классификация лечебных грязей (пелоидов) СССР.— В кн.: Материалы по изучению лечебных грязей, грязевых озер и месторождений.— М.: 1963, с. 9—26.
 104. *Иноземцев Ю. И.* Литолого-минералогические особенности прибрежно-морских осадков Азовского моря.— Препринт ИГФМ АН УССР, 1974.— 57 с.
 105. *Иноземцев Ю. И., Кутный В. А., Слипченко Б. В., Францева И. А., Маслаков Н. А.* Особенности распределения тяжелых минералов в осадках Джарылгачского залива Черного моря.— В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев: Наук. думка, 1979, с. 27—32.
 106. *Ищенко Л. В.* Некоторые особенности распределения концентраций аксессуарных минералов в донных отложениях в районе взморья Днестровского лимана.— Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, 1969, вып. 3, с. 201—209.
 107. *Каталог грязевых месторождений СССР* / Под ред. В. В. Иванова, Г. А. Невраева, М. М. Фомичева.— М., 1970.— 131 с.
 108. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А., Ереженко Г. К., Борисов В. В., Яловенко И. П.* Новые данные об алмазоносности неогеновых и современных песчаных отложений некоторых районов Украины.— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 4, с. 947—950.
 109. *Кельин Н. В.* Низовья долины р. Бельбека.— Землеведение, 33, № 3/4, 1931.
 110. *Кикнадзе Т. З.* Геология, гидрогеология и активность известнякового карста.— Тбилиси: Мецниереба, 1979.— 117 с.
 111. *Кириченко О. Н., Педан Л. С., Попов В. Ф. и др.* Основные черты геологического строения Ялтинской бухты и литолого-минералогическая характеристика слагающих ее осадков.— Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочн. пород и руд, 1976, вып. 4, с. 60—68.
 112. *Кириченко О. Н., Попов В. Ф.* Терригенно-минералогическое районирование современных прибрежных отложений Крыма.— В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев: Наук. думка, 1979, с. 32—41.
 113. *Колесников Г. М.* Жемчуг меловых пресноводных двустворок Гоби.— Палеонтол. журн., 1973, № 3, с. 138—141.
 114. *Кораго А. А.* Жемчуг северо-запада СССР.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 3, с. 292—294.
 115. *Кораго А. А., Голубев В. Ф., Кесарева О. В., Муратов И. Г., Шитов В. А.* Состав и структурные особенности жемчуга из водоемов северо-запада СССР.— Докл. АН СССР, 1976, 228, № 5, с. 1260—1263.
 116. *Коренцевит А. А.* Физико-химическая характеристика грязевого раствора (жидкой фазы грязи) Кузльницкого лимана.— В кн.: Лечебные минеральные воды и грязи УССР. Киев: Здоров'я, 1965, с. 174—177.
 117. *Коротков А. И., Короткова Л. Ю.* Сравнительная оценка расчета неравномерного движения грунтовых вод при плоском наклонном водоупоре по методам Н. Н. Павловского, Г. Н. Каменского и Чжан Чжун-иня.— Науч. работы студентов ЛПИ, 1957, вып. 2, с. 13—20.
 118. *Коротков А. И., Павлов А. Н., Юровский Ю. Г.* Гидрогеология шельфовых областей.— Л.: Недра, 1980.— 219 с.
 119. *Кочубей Н. I.* Вилви передновоевксинської регресії на формування низовин річок Північно-Західного Причорномор'я.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1981, № 3, с. 19—23.
 120. *Круглицкий Н. Н., Паховчишин С. В., Руди М. Д.* Тиксотропное структурообразование в полиминеральных осадках.— Укр. хим. журн., 1978, 44, № 11, с. 1169—1172.
 121. *Крылов А. Я., Авдзейко И. В., Аляпышев О. А., Емельянов Е. М., Шимкус К. М.* Абсолютный возраст терригенных минералов Черноморского бассейна.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 342—363.
 122. *Куделин Б. И., Зекцер И. С., Месхетели А. В.* Проблемы подземного стока в моря.— Сов. геология, 1971, № 1, с. 72—80.
 123. *Куканов В. М.* Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты.— М.: Наука, 1968.— 166 с.
 124. *Куприн П. Н., Щербаков Ф. А., Моргунов Ю. Г.* Корреляция разрезов, возраст и распределение мощностей позднечетвертичных осадков на континентальной террасе Черного моря.— Балтика, 1974, № 5, с. 10—18.
 125. *Курнаков Н. С., Кузнецов В. Г., Дагес-Литовский А. И., Равич М. И.* Соляные озера Крыма.— М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1936.— 278 с.
 126. *Ларионова А. И.* Формирование, гидрохимический режим и метаморфизация соляных озер Евпаторийской группы и обзор других озер Крыма: Автореф.

- дис. ... канд. хим. наук.—Новочеркасск, 1972.—22 с.
127. *Лещинский А. Ф., Зуза З. И.* Лечение воспалительных заболеваний (пелоидотерапия, противовоспалительные препараты и их сочетание).—Киев: Здоров'я, 1976.—112 с.
 128. *Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.—М.: Наука.—574 с.
 129. *Логвиненко П. В., Лазаренко А. А.* О минералогическом составе аллювиальных отложений среднего и нижнего Днепра и его притоков.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, 37, вып. 4, с. 61—77.
 130. *Лялько В. И., Митник М. М.* Дистанционные геотермические поиски полезных ископаемых.—Геол. журн., 1975, 35, вып. 6, с. 27—45.
 131. *Лялько В. И., Митник М. М., Вульфсон Л. Д.* Исследование субмаринных источников геотермическими методами.—Геол. журн., 1978, 38, № 1, с. 46—52.
 132. *Лялько В. И., Митник М. М., Вульфсон Л. Д., Шпортюк З. М.* Геотермические поиски полезных ископаемых.—Киев: Наук. думка, 1979.—148 с.
 133. *Лялько В. И., Шнейдерман Г. А.* Формирование и прогноз ресурсов подземных вод засушливых районов.—Киев: Наук. думка, 1965.—187 с.
 134. *Лялько В. И., Шнюков Е. Ф.* О субмаринной разгрузке подземных вод на шельфе Украинского Причерноморья.—Геол. журн., 1980, 40, № 3, с. 48—54.
 135. *Маймин З. Л.* Третичные отложения Крыма.—М.: Гостопиздат, 1951.—127 с.
 136. *Макаренко Д. Е.* Коштовні перлини.—К.: Рад. школа, 1968.
 137. *Макаров Н. Н., Педач Л. С., Попов В. Ф.* К вопросу о влиянии пород крымской питающей провинции на состав прибрежных отложений.—Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадоч. пород и руд., 1976, вып. 4, с. 69—77.
 138. *Маков К. И.* О киммерийских отложениях в Скадовском районе УССР.—Докл. АН СССР, 1937, 17, № 9, с. 475—476.
 139. *Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З.* Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья.—Сообщ. АН Груз. ССР, 1967, 47, № 3, с. 43—57.
 140. *Малеванный Е. Т., Яцко П. Я.* Новые данные о распространении киммерийских отложений на левобережье нижнего Днепра.—Докл. АН СССР, 1952, 86, № 6, с. 1199—1202.
 141. *Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд.—М.: Госгеолтехиздат, 1957.—272 с.
 142. *Маслов В. П.* Некоторые данные о минералогическом составе отложений дна Черного моря.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1929, № 1/2.
 143. *Менард Г.* В неведомых глубинах океана.—М.: Мысль, 1974.
 144. *Меро Дж.* Минеральные богатства океана.—М.: Прогресс, 1969.—440 с.
 145. *Месхегели А. В.* Субмаринная разгрузка подземных вод в Черное море и методы ее исследования.—В кн.: Оценка и рациональное использование ресурсов подземных вод. М.: Наука, 1980, с. 139—147.
 146. *Милашевич К. О.* Список видов морских моллюсков, собранных во время командировки С. А. Зернова от Крыма на пароходе «Меотиды» с 15 августа по 15 сентября 1909 г.—Ежегодник Зоол. музея Императ. Акад. наук, 1911, 16, № 1, с. 512—538.
 147. *Митропольский А. Ю., Моисеева Н. П.* О концентрировании микроэлементов из морской воды с помощью хелатных ионитов.—Пробл. гидрогеологии и инж. грунтоведения, 1975, вып. 4, с. 171—175.
 148. *Михеева Л. С., Требухов Я. А.* Рекомендации по изучению месторождений лечебных грязей.—М.: Минздрав СССР, 1975.—99 с.
 149. *Мокиевская В. В.* Марганец в воде Черного моря.—Докл. АН СССР, 1961, 137, № 6, с. 1449—1997.
 150. *Момджи Р. С.* Теоретические основы и методики поисков россыпных месторождений титана и циркония.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Россыши. М.: Госгеотехиздат, 1960, с. 44—57.
 151. *Муратов М. Г.* Геология СССР. Т. 8. Крым.—М.: Недра, 1969.
 152. *Науменко П. И.* Некоторые закономерности размещения рудных залежей Керченско-Таманской области в связи с особенностями ее тектонического строения.—Геол. журн., 1977, 37, вып. 6, с. 28—37.
 153. *Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря.—М.: Наука, 1967.—255 с.
 154. *Нестеренко Г. В.* Происхождение россыпных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1977.—310 с.—(Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 326).
 155. *Нестеров К. В., Пилсова Л. О.* Деякі закономірності накопичення донних відкладів, порових (мулових) вод, мікроелементів та органічних речовин у замкненому басейні (на прикладі Сакського озера в Криму).—Геологія узбережжя і дна Чорного і Азовського морів у межах УРСР, 1975, вип. 8, с. 49—57.
 156. *Новикова З. Т.* Характерные черты и динамика образования терригенно-минералогических провинций северо-запада Черного моря.—Океанология, 1973, 13, вып. 2, с. 297—302.
 157. *Новикова З. Т.* Особенности процессов россыпеобразования на шельфе северо-запада Черного моря.—В кн.: Процессы прибрежно-морского россыпеобразования. М.: Наука, 1977, с. 112—156.
 158. *Новикова З. Т., Невесский Е. Н.* О палеогеографии северо-запада Черного моря в голоцене по терригенным компонентам.—Докл. АН СССР, 1974, 215, № 3, с. 669—672.
 159. *Новобран В. В.* Донные отложения, полезные ископаемые и их формирование в условиях мелкого моря.—В кн.: Советские данные по изучению геологии побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР: Тез. докл. (10—20 октября 1965 г.). Одесса, 1965, с. 56—59.
 160. *Огильви А. А.* Геофизические методы исследований.—М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1962.—223 с.

161. *Огильви Н. А., Семендяева Л. В.* Гидродинамическая модель системы артезианских водоносных горизонтов по геофизической информации.— В кн.: Подземный сток и методы его исследования. М.: Наука, 1972, с. 88—100.
162. *Осадконакопление* на континентальной окраине Черного моря / Ф. А. Щербаков, П. Н. Куприн, Л. И. Потапов и др.— М.: Наука, 1978.— 210 с.
163. *Остроумов А. А.* Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции 1891 г.— Зап. Новорос. о-ва естествоиспытателей, 1882, 16, вып. 2, с. 135—148.
164. *Островский А. Б.* О проблеме и возможных масштабах позднплейстоценовых и голоценовых регрессий Черного моря.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Наука, 1971, с. 307—310.
165. *Пазюк Л. И., Ищенко Л. В., Рычковская Н. И.* Закономерности распределения тяжелых минералов терригенных отложений по простиранию прибрежной зоны северо-западной части Черного моря.— Минералогия осадоч. образований, 1977, вып. 4, с. 58—74.
166. *Пазюк Л. И., Пустыльник И. В., Рычковская Н. И.* Новые данные по статиграфии и литологии отложений дна Черного моря в восточной части поднятия Голицына.— Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, 1972, вып. 5, с. 61—73.
167. *Пазюк Л. И., Рычковская Н. И., Самсонов А. И.* История северо-западной окраины Черного моря в свете новых данных по стратиграфии и литологии плио-плейстоценовых пород дна района Каркинитского залива.— В кн.: Балтика, 1974, № 5, с. 235—239.
168. *Парцевский Н. А., Руди М. Д.* Получение поровых растворов из структурно-неустойчивых грунтов.— В кн.: IV Респ. конф. по физико-химии, технологии получения и применения дисперсных систем, промывоч. жидкостей и тампонаж. растворов. Киев: Наук. думка, 1977, с. 55—56.
169. *Пастухов С. Ф.* Альминська западина.— В кн.: Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Київ: Вид-во АН УРСР, 1959.
170. *Пастушенко Ю. Н.* Стадии тектонического развития артезианских бассейнов Черноморского побережья Кавказа.— Докл. Соч. отд. Геогр. о-ва СССР, 1968, вып. 1, с. 17—24.
171. *Пажонова А. С.* Марганец в морских осадках.— Тр. Океаногр. ин-та, 1948, вып. 5, с. 33—36.
172. *Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное размещение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
173. *Полканов Ю. А.* Находка алмазов в нижнем Приднестровье.— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 2, с. 436—437.
174. *Полканов Ю. А., Яловенко И. П.* О находках золота в прибрежно-морских и лиманных песках северо-западного побережья Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, 191, № 4, с. 905—908.
175. *Понизовский А. М.* Соляные ресурсы Крыма.— Симферополь: Крым, 1965.— 163 с.
176. *Понизовский А. М., Мелешко Е. П., Владмирова Н. М.* О гидрохимии соляных озер Керченского полуострова.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 2, с. 125—134.
177. *Попов В., Мишев К.* Геоморфология на българского черноморского крайбрежие и шельф.— София: Изд-во Болг. АН, 1974.— 266 с.
178. *Попов В. Ф., Шутов Ю. И.* Карстовые полости на побережье Тарханкутского полуострова в Крыму.— В кн.: Пещеры, 1964, вып. 14/15, с. 57—63.
179. *Попов С. П.* О магнетито-гранатовом песке с Таманского полуострова.— Докл. АН СССР, 1924, 12, № 1, с. 953—955.
180. *Посохов Е. В., Толстихин Н. И.* Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические).— Л.: Недра, 1977.— 240 с.
181. *Потемкин Г. В., Спицын А. Н.* Рудные элементы в россыпях зарубежных стран.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 100 с.
182. *Приблуда В. Д., Коджаспиров А. А., Дублянский В. Н.* Баланс подземных вод юго-западной части Горного Крыма.— Геол. журн., 1979, 39, № 2, с. 38—49.
183. *Прокопчук Б. И.* Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков.— М.: Недра, 1979.— 248 с.
184. *Пустовалова Г. И., Толстихин Н. И.* Схема структурно-геологического районирования Кавказа.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 11, с. 83—92.
185. *Пуцаровский Ю. М., Шнюков Е. Ф.* Об исследованиях железно-марганцевых конкреций Мирового океана.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 3.
186. *Пятнов В. И.* Условия образования прибрежных морских россыпей (на примере зарубежных месторождений).— Разведка и охрана недр, 1956, № 5, с. 6—16.
187. *Рейлек Г. Э., Сингх И. Б.* Обстановка терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков).— М.: Недра, 1981.— 439 с.
188. *Рождественский А. Б.* Гранулометрические исследования прибрежных песков и донных отложений в районе болгарского черноморского побережья.— Океанология, 1967, 12.
189. *Рожков Г. Ф.* Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма по косвенному подсчету частиц.— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 97—117.
190. *Розенгурт М. Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов.— Киев: Наук. думка, 1974.— 224 с.
191. *Рубенчик Л. И.* Микроорганизмы и микробиальные процессы в соляных водоемах УССР.— Киев: Изд-во АН УССР, 1948.— 159 с.
192. *Руди М. Д.* Исследование взаимодействия поровых вод и скелета илов лиманов и приморских соленых озер Украинны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1978.— 22 с.

193. *Рухин Л. Б.* Гранулометрический метод изучения песков.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1947.— 213 с.
194. *Рыдник В. И., Воронский И. Б.* К методике количественного локального рентгеноспектрального анализа.— Заводская лаборатория, 1967, № 8, с. 955.
195. *Рычкова Н. И.* Некоторые особенности гранулометрического состава песков центральной части Одесской банки.— Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3, с. 233—239.
196. *Савельев А. С., Кораго А. А., Голубев Б. Ф.* Природа оптических эффектов жемчуга.— Тр. Ин-та Коми филиала АН СССР, 1979, вып. 30.
197. *Савич-Заблоцкий К. Н.* Ильменитовые пески северного побережья Азовского моря.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Сер. 2. 1939, ч. 68, вып. 2.
198. *Самойлов Я. В., Тигос А. Г.* Железо-марганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей.— Тр. геол. и минерал. музея Рос. Акад. наук, 1922, 3, вып. 2.
199. *Севастьянов В. Ф.* Перераспределение мышьяка при образовании железо-марганцевых конкреций в отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1976, 176, № 1, с. 191—193.
200. *Севастьянов В. Ф., Волков И. И.* Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.— Литология и полез. ископаемые, 1965, № 4, с. 72—84.
201. *Севастьянов В. Ф., Волков И. И.* Химический состав железо-марганцевых конкреций Черного моря.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 3, с. 701—704.
202. *Севастьянов В. Ф., Волков И. И.* Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии, 1967, 83, с. 115—134.
203. *Сиденко О. Г., Полканов Ю. А., Яловенко И. П.* Алмазы и минералы титана в прибрежных осадках северной части Черного и Азовского морей.— В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев: Наук. думка, 1979, с. 169—172.
204. *Склярчук Д. І.* Грязьові озера і лимани Української РСР та їх практичне використання.— В кн.: Використання природних ресурсів України. Київ: Вид-во АН УРСР, 1959, с. 152—170.
205. *Склярчук Д. І.* Грязевые озера Крымского Причерноморья.— В кн.: Лечебные минеральные воды и грязи УССР. Киев: Здоров'я, 1965, с. 15—31.
206. *Скопицев Б. А., Попова Т. П.* О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 97.
207. *Смир Г. М.* Драгоценные камни.— М.: Мир, 1980.— 586 с.
208. *Стащук М. Ф., Супрычев В. А., Хиряя М. С.* Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша.— Киев: Наук. думка, 1964.— 174 с.
209. *Степанов В. В.* Моллюски речных и лиманно-морских отложений одесских лиманов.— В кн.: Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 64—70.
210. *Страхов Н. М.* К познанию диагенеза.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований.— Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1956, т. 3/4, с. 7—26.
211. *Страхов Н. М.* Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцево-рудного процесса.— Литология и полез. ископаемые, 1965, № 4.
212. *Твалчрелидзе Г. А.* Эндогенная металлогения Грузии.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.— 344 с.
213. *Тихомиров С. В.* Некоторые основные предпосылки и факторы формирования прибрежно-морских россыпей и их классификация.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1974, № 1, с. 6—15.
214. *Ткаченко-Тульчинская Г. А.* Геолого-минералогическая характеристика отложений мезотического яруса между речью Днестр — Ингулец.— Геология побережья и дна Черного и Азовского морей, 1972, вып. 5, с. 27—36.
215. *Толковый словарь английских геологических терминов.*— М.: Мир, 1978. Т. 2.— 587 с.
216. *Трацук Н. Н.* Морські плейстоценові відклади Причорномор'я Української РСР.— К.: Наук. думка, 1974.— 148 с.
217. *Тримонис Э. С.* Минералогия крупно-алевритовой фракции современных глубоководных осадков Черного моря.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд, 1976, вып. 4, с. 37—49.
218. *Трофимов В. С.* Генетический тип россыпей и закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Россыпи. М.: Гостехиздат, 1960, с. 5—19.
219. *Трофимов В. С.* Закономерности размещения и образования алмазных месторождений.— М.: Недра, 1967.— 199 с.
220. *Трофимов В. С.* О различиях между погребенными и ископаемыми россыпями.— В кн.: Проблемы геологии россыпей.— Магадан, 1970, с. 49—56.
221. *Ульст В. Г.* Фациальные типы россыпей прибрежной части шельфа.— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан: 1970, с. 325—335.
222. *Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 159 с.
223. *Федоров П. В.* Плейстоцен Понто-Каспия.— М.: Наука, 1978.— 168 с.
224. *Цветкова-Голева В.* Тяжки минерали та пясъците от Южного българско крайбрежие.— Изв. Геол. ин-та Болг. АН. Сер. рудни и нерудни ископаема, 1975, 23, с. 77—81.
225. *Цымбал С. Н., Полканов Ю. А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины.— Киев: Наук. думка, 1975.— 247 с.
226. *Чирвинский П. Н.* Петрографические исследования темных песков северного побережья Азовского моря.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1925, ч. 54, вып. 1, с. 36—42.

227. Шапошников Д. П. Особенности минерального состава таурической свиты Крыма.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2, с. 379—382.
228. Шарков В. В. Изучение аэрометодами выходов железной руды на подводном склоне Черного моря к югу от Таманского полуострова.— Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР, 1960, № 10, с. 10—14.
229. Шарков В. В., Гурьева З. И. Геоморфологическое строение подводного склона Притаманского морского района.— Учен. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геогр. наук, 1961, вып. 15, с. 155—170.
230. Шеко А. И. Эндогенные геологические процессы.— В кн.: Современные геологические процессы на черноморском побережье СССР. М.: Недра, 1976, с. 22—48.
231. Шепард Ф. П. Морская геология.— М.: Недра, 1976.— 488 с.
232. Шило Н. А. Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.— 379 с.
233. Шнюков Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской провинции.— Киев: Наук. думка, 1965.— 196 с.
234. Шнюков Е. Ф. Железо-марганцевые конкреции Черного моря.— Литология и полезные ископаемые, 1981, № 5, с. 71—78.
235. Шнюков Е. Ф., Аленкин В. М., Путь А. Л. и др. Геология шельфа УССР. Керченский пролив.— К.: Наук. думка, 1981.— 160 с.
236. Шнюков Е. Ф., Белодед Р. М., Пемко В. П. Полезные ископаемые Мирового океана.— Киев: Наук. думка, 1979.— 255 с.
237. Шнюков Е. Ф., Григорьев А. В., Орловский Г. Н. и др. Позднечетвертичные отложения и эволюция мелководной части черноморского шельфа Болгарии в районе Поморие-Несебр.— В кн.: Материалы XI конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. Литология. Киев: Наук. думка, 1980, с. 223—231.
238. Шнюков Е. Ф., Захаров В. Е., Аленкин В. М., Глебов А. Я. Геологическое строение южного склона Керченско-Таманской зоны.— Геол. журн., 1979, 39, № 4, с. 121—126.
239. Шнюков Е. Ф., Иноземцев Ю. И. Источники сноса и абсолютный возраст терригенных минералов прибрежных осадков Азовского моря.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 1, с. 120—124.
240. Шнюков Е. Ф., Иноземцев Ю. И., Усенко В. П., Кутный В. А., Маслаков Н. А. Распределение тяжелых минералов в осадках Днепро-Бугского лимана.— В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 32—41.
241. Шнюков Е. Ф., Кириченко О. Н. Киммерийские железные руды Херсонщины.— Литология и полез. ископаемые, 1963, № 2, с. 273—276.
242. Шнюков Е. Ф., Котловская Ф. И. К вопросу об изотопном возрасте донных осадков северо-запада Черного моря.— Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадоч. пород и руд, 1976, вып. 4, с. 57—60.
243. Шнюков Е. Ф., Красножина З. В., Федоров Б. Г. и др. Методика изучения и перспективы рудоносности акватории Азовского и Черного морей.— В кн.: Тез. докл. семинара-совещ. по методике изуч. желез. руд Азово-Черном. провинции.— Киев: Наук. думка, 1965, с. 10—15.
224. Шнюков Е. Ф., Лялько В. I. Підземний стік на шельфі Українського Причорномор'я і можливості його практичного використання.— Вісн. АН УРСР, 1980, № 6, с. 35—39.
245. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Находка Ачинской рудоносной вдавленной синклинали на Керченском полуострове и ее палеогеографическое значение.— Геол. журн., 1982, № 3.
246. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Кутный В. А., Соболевский Ю. В. О рудоносности юго-востока Керченского полуострова.— Геол. журн., 1976, вып. № 2, с. 49—58.
247. Шнюков Е. Ф., Огородников В. И., Иноземцев Ю. И., Францева И. А. Терригенно-минералогическое районирование современных осадков Черноморского шельфа УССР.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, 1, с. 42—45.
248. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П. и др. Геология Азовского моря.— Киев: Наук. думка, 1974.— 247 с.
249. Шнюков Е. Ф., Рыбалко С. И., Григорьев А. В., Подопаев О. Н. Научно-исследовательское судно «Геохимик» и некоторые итоги первых рейсов в северо-западную часть Черного моря.— Препринт ИГФМ АН УССР.— Киев, 1977.— 70 с.
250. Шнюков Е. Ф., Рыбалко С. И., Ломаев Н. А., Соболевский Ю. В., Кутный В. А. Каламитское поле конкреций (материалы первого рейса «Геохимика»).— Киев: Препринт ИГФМ АН УССР, 1973.— 48 с.
251. Шнюков Е. Ф., Сиденко О. Г. Основные задачи геолого-литологического картирования донных осадков Черного моря. Материалы по минералогии, петрографии, геохимии осадоч. пород и руд, 1976, № 4, с. 3—6.
252. Шнюков Е. Ф., Сиденко О. Г. Строительные пески на черноморском шельфе УССР.— Тектоника и стратиграфия, 1979, вып. 17, с. 81—96.
253. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Аленкин В. М., Козак С. А. Минеральный состав современных пляжевых россыпей на Таманском побережье.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 12, с. 1082—1085.
254. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Григорьев А. В. Роль погребенных аллювиальных толщ в формировании магнетитовых россыпей Бургасско-Несебырского района Народной Республики Болгарии.— В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев: Наук. думка, 1979, с. 56—64.
255. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Козак С. А., Кутный В. А., Францева И. А. О минеральном составе гранатовых россыпей современного пляжа у мыса Тузла на Таманском полуострове.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 9, с. 726—728.
256. Шнюков Е. Ф., Федоров Б. Г., Науменко П. И. О перспективах рудоносности акватории Черного и Азовского морей.— В кн.: Совещание по изучению геологии побережья и дна Черного и Азовского

- морей в пределах УССР: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1965, с. 8—10.
257. Шуйский Ю. Д. Процессы и скорости абразии украинских берегов Черного и Азовского морей.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 6, с. 108—117.
258. Шуйский Ю. Д. Питание обломочным материалом северо-западного и крымского районов шельфа Черного моря.— В кн.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979, с. 89—97.
259. Шуйский Ю. Д. О выносе некоторых терригенных компонентов из клифов северо-западной части Черного моря.— Океанология, 1981, 21, вып. 2, с. 329—336.
260. Шуйский Ю. Д., Болдырев В. Л., Кочетков П. В. Об условиях и особенностях формирования прибрежно-морских россыпей восточной части Балтийского моря.— Докл. АН СССР, 1970, 194, вып. 1, с. 187—190.
261. Щербаков Ф. А. К истории развития северного и западного побережий Азовского моря в связи с образованием прибрежных морских россыпей.— Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1961, 12, с. 17—29.
262. Щукарев С. А. Химическая характеристика сакской рапы и грязи.— В кн.: Сакки—курорт. Симферополь, 1935, с. 205—253.
263. Щукарев С. А., Толмачева Г. А. Коллоидно-химическая теория соляных озер.— Журн. Рус. физ.-хим. о-ва, 1930, 62, № 4, с. 777—816.
264. Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А., Еременко Г. К., Яловенко И. П. Алмазы песчаных отложений Украины.— Киев: Наук. думка, 1973.— 167 с.
265. Юрк Ю. Ю., Корнилов Н. А., Кириченко О. Н., Лебедев Ю. С. О контурах киммерийского железорудного бассейна юга СССР.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 2, с. 355—358.
266. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна.— Симферополь: Крымиздат, 1960.— 447 с.
267. Юровский Ю. Г. Об оценке величин субмаринной разгрузки подземных вод.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1973, 105, вып. № 2, с. 174—179.
268. Юровский Ю. Г. О некоторых вопросах изучения геологии и гидрогеологии шельфа.— Тр. Ленингр. гидрометеорол. ин-та, 1973, вып. 44, с. 83—88.
269. Degens E. T., Ross D. A. The Red Sea hot brines.— Scient. Amer. 1970, 222, N 4, p. 119—138.
270. Georgescu I., Lupan S. Contributions to the study of the ferromanganese concretions from the Black Sea.— Revue Roumaine de Geologie Geophysique et Geographic Serie de Geologie, 15, N 2, 1971.
271. Haage R. Beitrag zur Kenntnis der schwarzen Sande von Burgas.— Berg. deutsch. Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstathen, 1968, N 5, S. 13.
272. Khout F. A. Submarine springs. The encyclopedia of oceanography.— New York: Reinhold Publ. Corp., 1966.— 573 p.
273. Mangeim F. T., Chan K. M. Interstitial waters of Black Sea Sediments.— In The Black Sea—Geology, Chemistry and Biology. Oklahoma, 1974, p. 839—853.
274. Milanović P. T. Hibrogeologija harsta i metode i strazivanja.— Trebinje, 1979.
275. Murray I. On the deposits of the Black Sea.— The scottish Geographic Magazine, 1902, 16, p. 673.
276. Passaga R. Texture as characteristic of clastic deposition.— Am. Assoc. Petrol. Geologist Bul., 1957, 41, p. 1952—1954.
277. Potie L. Investigations and capture of submarine fresh water springs. Submarine springs at Port—Mion, Cassis, France:— 2 Intern. Symp. Ground Water.— Palermo: 1973.— 117 p.
278. Pluhowski E. J. Hydrologic interpretation based on infrared imagery of Long Island, New York.— Geol. Surv. Water—Supply Paper 2009-B, 1972, 20, p. 47.
279. Soderblom K. Organic matter in Swedish clays and its importance for quick clay formation.— Swed. Geotechn. Inst. Proc., 1974, N 6.
280. Stapor F. W. Heavy mineral concentrating processes and density (shape) size equilibria in the marine and coastal dune sands of the Apalachicola, Florida Region.— Journ. Sed. Petrol., 1973, 43.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<p>Предисловие (Е. Ф. Шнюков) 5</p> <p style="text-align: center;">Глава I</p> <p>Общий обзор полезных ископаемых шельфа Украины (Е. Ф. Шнюков, О. Г. Сиденко) 7</p> <p style="text-align: center;">Глава II</p> <p>Строительные материалы</p> <p>Общие сведения (Е. Ф. Шнюков, О. Г. Сиденко) 11</p> <p>Месторождения строительных песков Днестровского участка шельфа (Ю. И. Иноземцев) 15</p> <p>Терновская группа месторождений строительных песков (Ю. И. Иноземцев) 17</p> <p>Месторождение Терновское-2 (О. Н. Подошляков, Ю. И. Иноземцев, Я. К. Луцив) 18</p> <p>Месторождение Терновское-38 (О. Н. Подошляков, Ю. И. Иноземцев) 23</p> <p>Сергеевское месторождение (О. Н. Подошляков) 26</p> <p>Алибейское месторождение (О. Н. Подошляков) 29</p> <p>Месторождение Одесская банка (Е. Ф. Шнюков, О. Н. Подошляков, Ю. И. Иноземцев) 31</p> <p>Месторождения Каркинитского залива (В. М. Романенко, Ю. И. Иноземцев) 40</p> <p>Месторождения шельфа Южного Крыма (В. М. Романенко) 50</p> <p>Месторождения Керченского пролива (Е. Ф. Шнюков, В. М. Аленкин) 54</p> <p style="text-align: center;">Глава III</p> <p>Россыпные проявления тяжелых минералов</p> <p>Металлогения россыпных проявлений Черноморского бассейна (Е. Ф. Шнюков) 62</p> <p>Особенности россыпеобразования на шельфе северной части Черного моря (Ю. И. Иноземцев) 62</p> <p>Минеральный состав отложений питающих провинций (Е. Ф. Шнюков, Ю. И. Иноземцев, В. И. Огородников) 70</p> <p>Распределение тяжелых минералов в прибрежно-морских и донных отло-</p>	<p>5</p> <p>7</p> <p>11</p> <p>15</p> <p>17</p> <p>18</p> <p>23</p> <p>26</p> <p>29</p> <p>31</p> <p>40</p> <p>50</p> <p>54</p> <p>62</p> <p>62</p> <p>70</p> <p>74</p>	<p>жениях (Ю. И. Иноземцев, В. И. Огородников) 73</p> <p>Терригенно-минералогическое районирование современных отложений шельфа Черного моря в пределах Украины (Е. Ф. Шнюков, Ю. И. Иноземцев, В. И. Огородников) 76</p> <p>Современные россыпепроявления северо-западной части шельфа Черного моря (Ю. И. Иноземцев) 78</p> <p>Россыпные проявления Днестровско-Бугского лимана (Ю. И. Иноземцев) 81</p> <p>Палеогеографический анализ условий образования россыпных проявлений (Ю. И. Иноземцев) 83</p> <p>Основные факторы россыпеобразования (Е. Ф. Шнюков, Ю. И. Иноземцев) 86</p> <p>Минеральный состав россыпных проявлений (Ю. И. Иноземцев) 89</p> <p style="text-align: center;">Глава IV</p> <p>Железо-марганцевые конкреции Черного моря (Е. Ф. Шнюков) 93</p> <p>История геологического изучения 93</p> <p>Распространение конкреций в Черном море 94</p> <p>Каламитское поле конкреций 95</p> <p>О происхождении конкреций Черного моря 102</p> <p style="text-align: center;">Глава V</p> <p>Неогеновые осадочные железные руды в акватории Черного моря 107</p> <p>История геологического изучения черноморской части Азово-Черноморской провинции (Е. Ф. Шнюков) 108</p> <p>Основные типы залежей акватории Черного моря (Е. Ф. Шнюков) 109</p> <p>Киммерийские отложения северо-западной части Черного моря (Е. Ф. Шнюков, О. Н. Подошляков) 110</p> <p>Рудоносность Керченско-Таманского подводного склона (Е. Ф. Шнюков, П. И. Науменко, Ю. В. Соболевский, В. А. Кутный) 115</p> <p style="text-align: center;">Глава VI</p> <p>Подземный сток в акватории Черного моря (В. Н. Дублянский, В. И. Лялько, В. Н. Подорван, Л. С. Черныш, Л. И. Митин) 126</p>	<p>73</p> <p>76</p> <p>78</p> <p>81</p> <p>83</p> <p>86</p> <p>89</p> <p>93</p> <p>93</p> <p>94</p> <p>95</p> <p>102</p> <p>107</p> <p>108</p> <p>109</p> <p>110</p> <p>115</p> <p>126</p>
---	---	---	--

Современные методы оценки субмаринной разгрузки подземных вод	127	Состав и свойства лечебных грязей Причерноморья	166
Методы исследования прибрежной части суши	128	Органические вещества лечебных грязей Причерноморья	168
Методы исследования состава и свойств морской воды и донных отложений с целью изучения субмаринной разгрузки подземных вод	130	Поровые растворы лечебных грязей	170
Геолого-гидрогеологические условия формирования подземного стока в моря		Микрокомпоненты и растворенные газы лечебных грязей	171
Общая характеристика областей разгрузки субмаринных источников	135	Водно-физические и физико-механические свойства лечебных грязей Причерноморья	172
Глава VII			
Соляные месторождения (<i>М. Д. Руди, А. А. Абашии</i>)	154	Глава IX	
История исследования соляных водоемов Причерноморья	154	Возможные новые виды минерального сырья на шельфе Украины	173
Общая характеристика лиманов и соляных озер Черноморского побережья		Жемчуг Черного моря (<i>Е. Ф. Шнюков, Д. П. Деменко</i>)	173
Типы соляных водоемов Крыма	155	Прогнозная оценка серносности осадочных пород на черноморском шельфе Керченского п-ова (<i>Ю. В. Соболевский</i>)	179
Химический состав рассолов (рапы) соляных водоемов	157	Глава X	
Глава VIII			
Лечебные грязи (<i>М. Д. Руди, Д. Н. Вайсфельд</i>)	160	Разработка месторождений донных песков на шельфе Черного моря и охрана окружающей среды (<i>О. Н. Кириченко</i>)	181
Лечебное применение грязей	160	Заключение (<i>Е. Ф. Шнюков, В. И. Лялько</i>)	187
Основные факторы формирования месторождений лечебных грязей	163	Список литературы	189

ЕВГЕНИЙ ФЕДОРОВИЧ ШНЮКОВ
ЮРИЙ ИВАНОВИЧ ИНОЗЕМЦЕВ
ВАДИМ ИВАНОВИЧ ЛЯЛЬКО
ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ ДУБЛЯНСКИЙ
ОЛЕГ ГРИГОРЬЕВИЧ СИДЕНКО
ЛЕВ ИВАНОВИЧ МИТИН
ОЛЕГ НИКОЛАЕВИЧ КИРИЧЕНКО
ПАВЕЛ ИВАНОВИЧ НАУМЕНКО
ОЛЕГ НИКОЛАЕВИЧ ПОДОПЛЕЛОВ
АНАТОЛИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ АБАШИН
ВЛАДИМИР МИХАЙЛОВИЧ АЛЕНКИН
ДАНИИЛ НАУМОВИЧ ВАЙСФЕЛЬД
ЮРИЙ ВЯЧЕСЛАВОВИЧ СОВОЛЕВСКИЙ
МИХАИЛ ДРАГОМИРОВИЧ РУДИ
ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ОГОРОДНИКОВ
ВЛАДИМИР АНДРЕЕВИЧ КУТНИЙ
ВЛАДИМИР МИХАЙЛОВИЧ РОМАНЕНКО
ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ ПОДОРВАН
ЛЮБОВЬ СТЕПАНОВНА ЧЕРНЫШ
ЯРОСЛАВ КЛИМОВИЧ ЛУЦИВ
ДМИТРИЙ ПЕТРОВИЧ ДЕМЕНКО

**ГЕОЛОГИЯ
ШЕЛЬФА
УКРАИНСКОЙ ССР**

**ТВЕРДЫЕ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ**

*Утверждено к печати
ученым советом Института
геологических наук АН УССР*

Редактор
Л. К. МЕДНИКОВА
Обложка художника
Г. М. ВАЛЮНА
Художественный редактор
Н. М. АБРАМОВА
Технический редактор
М. А. ПРИТЫКИНА
Корректоры
Л. Г. БУЗИАШВИЛИ,
З. П. ШКОЛЬНИК

Информ. бланк № 5576

Сдано в набор 19.04.83. Подп. в печ. 18.11.83.
БФ 01338. Формат 70×108/16. Бумага тип. № 1.
Усл. печ. л. 17,5. Усл. кр.-отг. 21,7. Уч.-изд. л. 18,81.
Тираж 1000 экз. Заказ № 3—1128. Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Наукова думка».
252601 Киев 4, ул. Репина, 3

Изготовлено Нестеровской городской типографией, г. Нестеров, Львовской обл., ул. Горького, 8 с матриц Головного предприятия. РПО «Полиграфкинига», 252057, Киев-57, Довженко, 3. Зак. № 4761.

